

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

## Petrographie.

### Allgemeines.

Rinne, F.: Gesteinskunde für Studierende der Naturwissenschaft, Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure. 6. und 7. (Doppel-)Auff. Mit Titelbild und 509 Textfig. Leipzig 1921.

### Eruptivgesteine.

- Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I. 1. Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Untersuchungsmethoden. Fünfte völlig umgestaltete Auflage von Dr. E. A. WÜLFING. 1. Lief. mit 192 Figuren im Text und 1 farbigen Tafel. Stuttgart 1921.
- Osaun, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. II. (Abh. Heidelb. Ak. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 9. Abh. 1920. 59 p.)
- Washington, H. St.: Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1913, inclusive; with a critical discussion of the character and use of analyses. A revision and expansion of professional paper 14. (U. St. Geol. Surv., Prof. Paper 99. 1917.)
- Clarke, F. W.: Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the U. St. Geol. Surv. 1880—1914. (U. St. Geol. Surv. Bull. 591.)
- Holmes, A.: A mineralogical classification of igneous rocks. (Geol. Mag. [New Ser. 6.] 4. 1917. 115—129.)
- Shand, S. J.: A system of petrography. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 4. 1917. 463—469.)
- Johannsen, A.: A quantitative mineralogical classification of igneous rocks — revised. (Journ. of Geol. 28. 1920. 38—60, 158—177, 210—232.)
- Grout, Fr. F.: Movements in crystallizing magma. (Journ. of Geol. 28. 1920. 255—264.)

Bowen, N. L.: Deformation of crystallizing magma. (Journ. of Geol. 28. 1920, 265—267.)

Cloos, H.: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung. (Abh. d. preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 81. 1920.)

A. Osann: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. (Abh. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 8. Abh. Heidelberg 1919, 126 p. 5 Taf.)

Jede beschreibende Naturwissenschaft strebt für die ihr unterstellten Objekte eine natürliche Klassifikation an. Die biologischen Wissenschaften können durch das genetische Klassifikationsprinzip diesem Bestreben am besten gerecht werden; Organismen, die voneinander abstammen, stehen sich auch in allen wesentlichen Eigenschaften am nächsten. In der Petrographie führt dasselbe Prinzip, wenn auch in etwas anderer Bedeutung, zunächst zur Aufstellung der drei großen Klassen der klastischen, metamorphen und Erstarrungsgesteine und innerhalb der letzteren nach der Natur der Mutterlösung zu der Zweiteilung in Salz- und Eruptivgesteine. Eine weitere Anwendung dieses Prinzipes innerhalb der Eruptivgesteine dagegen begegnet Schwierigkeiten, für deren Überwindung erst längere experimentelle Forschung die nötigen chemisch-physikalischen Grundlagen liefern kann. Die stoffliche Ableitung von einem homogenen Urmagma durch Spaltung ist nur eine Wahrscheinlichkeitshypothese. Die Rolle, welche magmatische Differentiation, Kristallisationsdifferentiation, magmatische Mischung, Assimilation und andere mögliche Vorgänge bei der Bildung der Eruptivgesteine spielen, ist noch ganz unsicher und wird von verschiedenen Autoren auch sehr verschieden eingeschätzt. Selbst wenn über derartige Fragen in ihrer Allgemeinheit mehr Klarheit und Übereinstimmung erzielt sein wird, muß über die Bedeutung solcher Vorgänge in jedem konkreten Falle noch entschieden werden. So kann eine natürliche Einteilung der Eruptivgesteine nur dadurch angestrebt werden, daß man ihr die wesentlichen Eigenschaften eines jeden Gesteins, wenn auch nicht als koordinierte Faktoren zugrunde legt, nämlich: Geologische Stellung, Struktur, Mineralbestand und chemische Zusammensetzung.

In dem „Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine“ ist der chemische Faktor behandelt worden; in vorliegender Arbeit geschieht dies aus verschiedenen Gründen nochmals und in gleichsam erweiterter zweiter Auflage. Früher wurden die Gesteinsfamilien getrennt behandelt und für jede, unabhängig von anderen, chemische Typen aufgestellt. Nun ist aber die chemische ebenso wie die mineralogische Zusammensetzung der Eruptivgesteine innerhalb eines begrenzten Rahmens in gewissem Sinne eine fließende. Alkali- und Alkalikalkgesteine sind durch alle Übergänge verbunden. Zwischen Graniten und Quarzdioriten, Syeniten und Dioriten, Gabbros und Essexiten, Plagioklasbasalten, Trachy-

doleriten, Tephriten und Basaniten usf., lassen sich scharfe Grenzen nicht ziehen. Aufgabe einer natürlichen Klassifikation ist es auch, diese Beziehungen zum Ausdruck zu bringen und dies geschieht am besten an der Hand der Bauschanalyse. Es ist vorauszusehen, daß bei einer einheitlich und systematisch durchgeführten Zusammenfassung von Einzelanalysen zu Typen das ganze Analysenmaterial in wenige Typengruppen geordnet werden kann, innerhalb deren zwei oder mehrere Gesteinsfamilien durch Übergangstypen verbunden sind. Durch die Zugehörigkeit zu einem solchen Übergangstypus ist die Stellung eines Gesteins auf der Grenze zweier Familien ersichtlich. Andererseits soll der chemische Gegensatz zwischen starken Alkaligesteinen und Alkalikalkgesteinen in ihren extremen Gliedern besser hervorgehoben werden als dies früher geschah. An der alten Nomenklatur wird dadurch nichts geändert. Es bleibt jedem Autor unbenommen, aus Gründen der mineralogischen Zusammensetzung oder Paragenese den Gesteinsnamen zu wählen, durch den in Verbindung mit dem chemischen Typus das Gestein charakterisiert ist. Ein Blick auf die Tabellen I—VII zeigt, daß das Ganze gegen früher wesentlich an Kürze und Übersichtlichkeit gewonnen hat; noch mehr wird dies bei Ergußgesteinen der Fall sein.

Einen weiteren Fortschritt in dem Streben nach einer natürlichen Klassifikation sieht Verf. in der Einführung der topischen Parameter, die für die Typenmittel angegeben und graphisch dargestellt sind.

Endlich ist das Analysenmaterial sorgfältiger ausgewählt und trotzdem bedeutend vermehrt worden, viele ältere und unzuverlässige Analysen sind durch neuere und vollständigere ersetzt. In dem vorliegenden I. Teil dieser Arbeit, die nur Tiefengesteine behandelt, sind für die Typenaufstellung 725 Analysen benutzt, gegenüber 207 früher.

Die Klassifikation beruht, wie früher, auf einer Zusammenfassung der Molekularprozente zu  $s$  und den Atomgruppen A, C und F. Zum Zweck der Darstellung in einer Dreiecksprojektion ist das ACF-Verhältnis auf die Summe 30 (früher 20) abgerundet, damit die mittlere Zusammensetzung der festen Erdkruste die einfachen topischen Parameter 10 erhält. Die Berechnung von ACF und der Gesteinsformel ist für besondere Fälle an Beispielen erläutert, zunächst die Behandlung der Nebensäuren  $P_2O_5$ , Cl,  $SO_4$  und  $CO_2$ . Der  $P_2O_5$ -Gehalt ist stets auf Mol-% mitberechnet, aber nicht in  $s$  einbezogen worden. Sein aus den vorliegenden Bestimmungen abgeleiteter Mittelwert ist bei jedem Typus gesondert angeführt, so daß man ein Bild von seiner Höhe bei verschiedenen Gesteinsfamilien erhält. Der Kalkgehalt des Apatits steckt, solange  $Al_2O_3 < \text{Alkalien} + \text{Kalk}$ , in F; dies ist bei allen phosphorsäurereichen basischen Gesteinen der Fall. Bei sauren Gesteinen mit Tonerdeüberschuß ist die  $P_2O_5$  in der Regel so klein, daß die in C enthaltene Ungenauigkeit von geringem Belang ist. Kleine Mengen von Cl,  $SO_4$  und primärer  $CO_2$  sind vor Aufstellung der Molekularquotienten weggelassen, bei größeren Beträgen hat es sich als zweckmäßig erwiesen, einen diesen Säuren entsprechenden Abzug an Alkalien zu machen, Sodalith, Hauyn und Cancrinit also als Nephelin in Rechnung zu ziehen.

Tabelle I. Die Typengruppe der Granite und Quarzdiorite. (I. H.-G.)

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6	c = 7—8	c = 9—10
27—25	1. Cape Ann $s_{82} a_{20} c_{0,5} f_{3,5}$					
24—22		4. Milford $s_{82,5} a_{24} c_2 f_4$	10. Unterer Meineckenberg $s_{82,5} a_{23} c_{3,5} f_{3,5}$	16. Lier $s_{82,5} a_{23,5} c_5 f_{1,5}$		
21—19	2. Quincy $s_{80} a_{20,5} c_0 f_{9,5}$	5. Elk Peak $s_{81} a_{20,5} c_2 f_{7,5}$	11. Big Timber Creek $s_{80,5} a_{20} c_{3,5} f_{6,5}$	17. Sogneskollen $s_{78} a_{19,5} c_5 f_{5,5}$		
18—16	3. Drammen $s_{80} a_{18} c_{0,5} f_{11,5}$	6. Uthamar $s_{80} a_{17} c_2 f_{11}$	12. Alby $s_{79} a_{17,5} c_{3,5} f_9$	18. Pelham $s_{80} a_{17,5} c_{5,5} f_7$	22. Mill Creek $s_{80} a_{18} c_7 f_5$	
15—13		7. Klondyke $s_{76,5} a_{14} c_2 f_{14}$	13. Rödklöv $s_{76,5} a_{14} c_{3,5} f_{12,5}$	19. Huyx- burger Hån $s_{76} a_{14} c_{5,5} f_{10,5}$	23. Bremauger $s_{76,5} a_{14,5} c_{7,5} f_8$	26. Bald Mt. $s_{76,5} a_{14} c_9 f_7$
12—10		8. Svartbergs- viken $s_{75} a_{11} c_2 f_{17}$	14. Knudsbakke $s_{73} a_{11} c_4 f_{15}$	20. Lana $s_{74} a_{11,5} c_{5,5} f_{13}$	24. Doberschütz $s_{73} a_{11} c_{7,5} f_{11,5}$	
9—7		9. Reichenstein $s_{69} a_8 c_2 f_{20}$	15. Haut du Faité $s_{69} a_{8,5} c_{4,5} f_{17}$	21. Mr. Stuart $s_{70} a_{8,5} c_6 f_{15,5}$	25. Vaskö $s_{71} a_9 c_{7,5} f_{13,5}$	27. Chowchilla $s_{69,5} a_{7,5} c_{9,5} f_{13}$

Tabelle II. Die Typengruppe der quarzföhrenden u. quarzfreien Syenite

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6
24—22	28. Jonskardelv $s_{74} a_{22} c_0 f_8$	33. Broängen $s_{72} a_{24} c_{2,5} f_{3,5}$		
21—19	29. <u>Tonsenäs</u> $s_{72,5} a_{20,5} c_0 f_{9,5}$	34. Salem neck $s_{72,5} a_{20} c_{1,5} f_{8,5}$	40. Highwood Peak $s_{73} a_{19} c_{3,5} f_{7,5}$	
18—16	30. Seglinge $s_{70} a_{17} c_0 f_{13}$	35. <u>Roßland</u> $s_{69,5} a_{17,5} c_{1,5} f_{11}$	41. <u>Ullernäs</u> $s_{69,5} a_{16,5} c_4 f_{9,5}$	47. Loon Lake $s_{69,5} a_{16,5} c_5 f_{8,5}$
15—13	31. Cabo Frio $s_{68} a_{14,5} c_0 f_{15,5}$	36. Bradyville $s_{66,5} a_{14} c_2 f_{14}$	42. Mt. Johnson $s_{67,5} a_{14} c_4 f_{12}$	48. Tupper Lake $s_{67} a_{13} c_6 f_{11}$
12—10	32. Peninsula $s_{66,5} a_{11,5} c_0 f_{18,5}$	37. <u>Piz Ginf</u> $s_{66,5} a_1 c_2 f_{17}$	43. <u>Plauenscher Grund</u> $s_{66,5} a_{11} c_4 f_{15}$	49. <u>Mt. Ascutney</u> $s_{66,5} a_{11,5} c_6 f_{12,5}$
9—7		38. Tábor $s_{64,5} a_{8,5} c_{1,5} f_{20}$	44. <u>Bingham</u> $s_{64} a_{8,5} c_4 f_{17,5}$	50. <u>Csiklovabánya</u> $s_{64,5} a_8 c_6 f_{16}$
6—5		39. Mulatto $s_{59} a_{6,5} c_{2,5} f_{21}$	45. <u>Montrose Point</u> $s_{60} a_{5,5} c_4 f_{20,5}$	51. <u>Gröba</u> $s_{60,5} a_{5,5} c_6 f_{18,5}$
4—3			46. <u>Garabal Hill</u> $s_{57,5} a_4 c_4 f_{22}$	52. <u>Hippeln</u> $s_{58} a_4 c_{5,5} f_{20,5}$

u. Diorite (mit Übergängen zu Gabbros u. Anorthositen. (II. H.-Gr.)

c = 7—8	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	a =
				24—22
				21—19
				18—16
53. Tönsberg s <sub>66</sub> a <sub>13</sub> c <sub>7</sub> f <sub>10</sub>				15—13
54. Frederiksvärn s <sub>65,5</sub> a <sub>12,5</sub> c <sub>8</sub> f <sub>9,5</sub>				12—10
55. <u>Bodega</u> s <sub>64,5</sub> a <sub>7,5</sub> c <sub>7,5</sub> f <sub>15</sub>				9— 7
56. <u>Red Mt.</u> s <sub>61,5</sub> a <sub>6</sub> c <sub>7,5</sub> f <sub>16,5</sub>	58. Rekefjord s <sub>61,5</sub> a <sub>5,5</sub> c <sub>9</sub> f <sub>15,5</sub>	60. Whiteface s <sub>60,5</sub> a <sub>6</sub> c <sub>11,5</sub> f <sub>12,5</sub>		6— 5
57. Stony Mt. s <sub>58</sub> a <sub>4</sub> c <sub>7,5</sub> f <sub>18,5</sub>	59. Neurode s <sub>58</sub> a <sub>4,5</sub> c <sub>9,5</sub> f <sub>16</sub>		61. Oberkainsbach s <sub>57</sub> a <sub>4</sub> c <sub>13</sub> f <sub>13</sub>	4— 3



Tabelle III. Die Typengruppen der Essexite, Gabbros, Pyroxenite

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6
12—10	62. Kring- lerne $s_{60} a_{11} c_0 f_{19}$	67. Palisade Butte $s_{61} a_{11,5} c_2 f_{16,5}$	73. Nosy Komba $s_{60} a_{11} c_4 f_{15}$	79. Pic Maros $s_{60} a_{10,5} c_5 f_{14,5}$
9—7	63. Lysebö- fjord $s_{57} a_{9,5} c_0 f_{20,5}$	68. <u>Groß- priesen</u> $s_{56,5} a_{7,5} c_{2,5} f_{20}$	74. <u>Rongstock</u> $s_{56,5} a_8 c_{3,5} f_{18,5}$	80. Jangoa $s_{56,5} a_8 c_{5,5} f_{16,5}$
6—5	64. Shonkin Sag $s_{53,5} a_6 c_{0,5} f_{23,5}$	69. Davis Creek $s_{55,5} a_6 c_{1,5} f_{22,5}$	75. <u>Dignaes</u> $s_{55} a_6 c_4 f_{20}$	81. <u>Alemania</u> $s_{54} a_{5,5} c_{5,5} f_{19}$
4—3	65. Beaver Creek $s_{52,5} a_{4,5} c_0 f_{25,5}$	70. <u>Yogo Peak</u> $s_{51} a_{3,5} c_2 f_{24,5}$	76. <u>Gersten- berg</u> $s_{52,5} a_{3,5} c_4 f_{22,5}$	82. <u>Malgola</u> $s_{52,5} a_4 c_{5,5} f_{20,5}$
2—1		71. Brand- berget $s_{50,5} a_{1,5} c_2 f_{26,5}$	77. <u>Emerald mine</u> $s_{50} a_2 c_{3,5} f_{24,5}$	83. <u>Kunst- mannsthal</u> $s_{50,5} a_2 c_6 f_{22}$
0,5—0	66. <u>Webster</u> $s_{49} a_0 c_{0,5} f_{29,5}$	72. <u>Radauthal</u> $s_{48} a_{0,5} c_{1,5} f_{28}$	78. Orange Grove $s_{47,5} a_{0,5} c_{3,5} f_{26}$	



## und Peridotite. a) Saure Gruppe. (III. H.-Gr.)

c = 7—8	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	a =
84. St. Hilaire				12—10
$s_{58,5} a_{10} c_8 f_{12}$				
				9—7
85. Wallbach				6—5
$s_{53} a_5 c_7 f_{18}$				
86. <u>Leprese</u>		90. Richter- hof		4—3
$s_{53,5} a_{3,5} c_{7,5} f_{19}$		$s_{53,5} a_{3,5} c_{11} f_{15,5}$		
87. <u>Baste</u>	89. <u>Birch Lake</u>	91. Phoenix Reservoir	92. Ransko	2—1
$s_{50,5} a_2 c_{7,5} f_{20,5}$	$s_{51,5} a_2 c_{9,5} f_{18,5}$	$s_{51} a_{1,5} c_{11} f_{17,5}$	$s_{51,5} a_{1,5} c_{13} f_{15,5}$	
88. Wethered- ville				0,5—0
$s_{47} a_{0,5} c_8 f_{21,5}$				

Tabelle IV. Die Typengruppen der Essexite, Gabbros, Pyroxenite und Peridotite. b) Intermediäre Gruppe (I. N.-Gr.)

a =	c = 0--0,5	c = 1--2	c = 3--4	c = 5--6	c = 7--8
2--1	93. Narsak S <sub>44</sub> a <sub>2</sub> c <sub>0</sub> f <sub>28</sub>	95. <u>Yamaska</u> S <sub>45</sub> a <sub>1</sub> c <sub>2</sub> f <sub>27</sub>	97. <u>Schöllschitz</u> S <sub>46</sub> a <sub>2</sub> c <sub>3,5</sub> f <sub>24,5</sub>	98. Escourgeat S <sub>44,5</sub> a <sub>1</sub> c <sub>6</sub> f <sub>23</sub>	100. Rougemont S <sub>44</sub> a <sub>1</sub> c <sub>7,5</sub> f <sub>21,5</sub>
0,5--0	94. Zakharowka S <sub>42,5</sub> a <sub>0</sub> c <sub>0,5</sub> f <sub>29,5</sub>	96. <u>Koswinsky</u> S <sub>42</sub> a <sub>0,5</sub> c <sub>1,5</sub> f <sub>28</sub>		99. Lherz S <sub>42</sub> a <sub>0,5</sub> c <sub>5</sub> f <sub>24,5</sub>	
<b>c) Basische Gruppe. (II. N.-Gr.)</b>					
a =	c = 0--0,5	c = 1--2	c = 3--4	c = 5--6	
2--1		102. Kaltes Tal S <sub>41</sub> a <sub>1,5</sub> c <sub>1</sub> f <sub>27,5</sub>	104. Tswettli-bor S <sub>39</sub> a <sub>1,5</sub> c <sub>3,5</sub> f <sub>25</sub>		
0,5--0	101. <u>Dnn Mts.</u> S <sub>35,5</sub> a <sub>0</sub> c <sub>0</sub> f <sub>30</sub>	103. <u>Gorduno</u> S <sub>38</sub> a <sub>0,5</sub> c <sub>1</sub> f <sub>28,5</sub>	105. Avezac-Prat S <sub>37,5</sub> a <sub>0,5</sub> c <sub>3,5</sub> f <sub>26</sub>	106. Ostraiia-Sopka S <sub>37,5</sub> a <sub>0,5</sub> c <sub>6</sub> f <sub>23,5</sub>	

Tabelle V. Die Typengruppe der Nephelinsyenite. (III. N.-Gr.)

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
27—25	107. Mariupol $s_{67,5} a_{26,5} c_0 f_{3,5}$		
24—22	108. <u>Kangerd- luarsuk</u> $s_{66} a_{23,5} c_0 f_{6,5}$	111. Tamara $s_{68} a_{23} c_2 f_5$	
21—19	109. <u>Pollen</u> $s_{65,5} a_{20} c_0 f_{10}$	112. <u>Fotaba</u> $s_{65,5} a_{20,5} c_{1,5} f_8$	115. Pic de Maros $s_{66} a_{21} c_3 f_6$
18—16	110. <u>Pilandsberg</u> $s_{63,5} a_{17,5} c_{0,5} f_{12}$	113. Poutelitschorr $s_{65} a_{17,5} c_2 f_{10,5}$	116. Bratholmen $s_{65} a_{17,5} c_3 f_{9,5}$
15—13		114. Löve $s_{63} a_{14} c_2 f_{14}$	

Die Typengruppe der Theralithe und der Shonkinite. (IV. N.-Gr.)

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
12—10	117. Magnet Cove $s_{52,5} a_{11,5} c_{0,5} f_{18}$		
9— 7	118. <u>Katzen- buckel</u> $s_{50,5} a_{7,5} c_0 f_{22,5}$		120. Sägen $s_{51,5} a_7 c_{3,5} f_{19,5}$
6— 5		119. Flurhübl $s_{49} a_6 c_1 f_{23}$	121. Gordons Butte $s_{50} a_{5,5} c_{3,5} f_{21}$

Tabelle VI. Die Typengruppen der feldspatfreien starken Alkali-  
gesteine. (V. N.-Gr.)

## a) Nephelingesteine.

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
27—25	122. Lujavr Urt $s_{54,5} a_{25,5} c_0 f_{4,5}$		
24—22		125. Craigmont $s_{31} a_{23,5} c_1 f_{5,5}$	
21—19			
18—16	123. Iivaara I $s_{50,5} a_{18} c_0 f_{12}$		
15—13			
12—10	124. Iivaara II $s_{49,5} a_{10,5} c_{0,5} f_{19}$		
9—7			
6—5		126. <u>Ice River</u> $s_{46} a_{5,5} c_2 f_{22,5}$	
4—3		127. North Beaver Creek $s_{45} a_{4,5} c_1 f_{24,5}$	128. Bekinkina Creek $s_{46,5} a_3 c_{3,5} f_{23,5}$

## b) Leucitgesteine.

a =	c = 1—2
9—7	129. Arnoux $s_{58} a_7 c_1 f_{22}$
6—5	
4—3	130. Shonkin Creek $s_{48} a_3 c_1 f_{26}$

## c) Hornblendite.

a =	c = 0—0,5
6—5	131. Alter Pedroso $s_{58} a_{6,5} c_0 f_{23,5}$

Tabelle VII. Die Typengruppe der Anorthosite. (VI. N.-Gr.)

a =	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	c = 15—16	c = 17—18	c = 19—20	c = 21—22
15—13	132. <u>Presten</u> $s_{72} a_{15} c_9 f_6$						
12—10			135. <u>Fosse</u> $s_{65} a_{11} c_{15,5} f_{3,5}$	138. <u>Rawdon</u> $s_{63,5} a_{11,5} c_{17} f_{1,5}$			
9—7			136. <u>Ekersund</u> $s_{56,5} a_{7,5} c_{15,5} f_7$	139. <u>Nain</u> $s_{61} a_8 c_{17,5} f_{4,5}$	141. <u>Carlton Peak</u> $s_{57,5} a_7 c_{19,5} f_{3,5}$		
6—5			133. <u>Altona</u> $s_{58,5} a_{5,5} c_{13,5} f_{11}$				
4—3			134. <u>Espedalen</u> $s_{57,5} a_{3,5} c_{14} f_{12,5}$				143. <u>Beaver Bay</u> $s_{54,5} a_{3,5} c_{21,5} f_5$
2—1				137. <u>Sopot</u> $s_{49,5} a_{1,5} c_{16} f_{12,5}$	140. <u>Seine River</u> $s_{51,5} a_{2,5} c_{18} f_{9,5}$	142. <u>Burnt Head</u> $s_{52} a_2 c_{19,5} f_{8,5}$	

Bei der Berechnung von ACF kommen 4 Fälle in Betracht:

- |                            |  |                            |   |
|----------------------------|--|----------------------------|---|
| 1. $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $>$ Alkalien<br>$<$ Alkalien + Kalk  | 2. $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $>$ Alkalien + Kalk                                 |
| 3. Alkalien                | $>$ $\text{Al}_2\text{O}_3$<br>$<$ $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ | 4. Alkalien                | $>$ $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ |

Nur der zweite und vierte Fall bedürfen einer weiteren Erläuterung. Ein Tonerdeüberschuß T über Alkalien + Kalk kann seinen Grund haben: 1. in Fehlern der Analyse („analytische Übersättigung“) durch zu hohe Tonerdebestimmung oder unrichtige Alkalien, letzteres besonders auch, wenn die Alkalientrennung mangelhaft ist und  $\text{K}_2\text{O}$  auf Kosten von  $\text{Na}_2\text{O}$  zu hoch gefunden wurde; 2. auf Unfrische des analysierten Materials („sekundäre Übersättigung“); 3. auf eine Übersättigung des Magmas („primäre Übersättigung“). Letztere wieder kann eine normale oder z. B. durch Resorption tonerdereicher Einschlüsse oder pneumatolytische Nachwirkungen hervorgerufene anormale sein. Nicht selten kommen mehrere solcher Fälle zusammen und der Anteil, den jeder an T hat, läßt sich selbst mit Hilfe des mikroskopischen Bildes nur schwer abschätzen. Als zweckmäßige Berechnungsmethoden solcher mit T behafteter Analysen haben sich die folgenden ergeben:

1. Bleibt der Tonerdeüberschuß unter 0,5 Mol.-%, so wird er vernachlässigt, d. h. A und C aus Alkalien und Kalk der Bauschanalyse berechnet.
2. Übersteigt er 0,5 Mol.-% und ist
  - a) primärer Muscovit vorhanden, so wird er durch Einführung von  $\text{H}_2\text{O}$  zu den Alkalien kompensiert resp. die Höhe der Kompensation wird nach Muscovitgehalt und Erhaltungszustand des Gesteins bemessen.
  - b) Fehlt primärer Muscovit, so vernachlässigt man T entweder ebenfalls ganz oder zur Hälfte unter gleichzeitiger Kompensation der anderen Hälfte durch Alkalien.
  - c) Bei sehr basischen und spinellführenden Gesteinen wird eine Atomgruppe  $\text{MgOAl}_2\text{O}_3$  in der Höhe von T zu C zugerechnet.

Zur Typenaufstellung sind in vorliegender Arbeit nur Analysen benützt worden, deren Tonerdeüberschuß 0,5 Mol.-% nicht übersteigt.

Ein Alkaliüberschuß über  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  findet sich nur bei sauren und mittelsauren starken Alkaligesteinen, besonders bei Pantelleriten, für die er z. T. geradezu charakteristisch ist, ferner bei manchen Graniten, Syeniten, Nephelinsyeniten und lamprophyrischen Ergußgesteinen. Bewegt sich dieser Überschuß in mäßigen Grenzen, etwa unter 0,5 Mol.-%, so kann er ohne wesentlichen Einfluß auf die Gesteinsformel vernachlässigt werden, bei höherem Betrag erfordert er eine besondere Berechnungsmethode. Ist er, wie das mikroskopische Bild und der Gehalt der Bauschanalyse an  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$  oder  $\text{CO}_2$  zeigen, an das reichliche Auftreten von Sodalith, Haunyn oder Cancrinit gebunden, so wird wie oben angegeben verfahren, d. h. diese Mineralien als Nephelin in Rechnung gezogen. In anderen Fällen



steckt der Alkaliüberschuß in Gliedern der Amphibolreihe wie in Arfvedsonit, Ainigmatit, Katophorit, Anophorit u. a.; in manchen Nephelinsyeniten Kolas und Grönlands kommen mehrere solche Alkaliamphibole zusammen vor. Über die Konstitution dieser Mineralien gehen die Ansichten weit auseinander, etwas Sicheres ist, wie auch die jüngste zusammenfassende Darstellung in DOELTER'S Mineralchemie wieder zur Genüge zeigt, nicht bekannt. Als zweckmäßig hat es sich hier erwiesen, den Überschuß von Alkalien über  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  in einer Atomgruppe  $2(\text{NaK})_2\text{O} \cdot 2\text{FeO}$  resp.  $2(\text{NaK})_2\text{O} \cdot 2\overset{\text{II}}{\text{K}}\text{O}$  zu binden und diese mit A zu vereinigen. Bei der Annahme dieser dem Ägirinmolekül analog zusammengesetzten Atomgruppe läßt sich auch der Alkaliüberschuß eudialytreicher Nephelinsyenite den natürlichen Verhältnissen entsprechend unterbringen.

Bei der Zusammenfassung von Einzelanalysen zu Mittelwerten, also der Aufstellung von Typen, wurde daran festgehalten, daß es sich um eine allgemeine Klassifikation handelt und eine sehr weitgehende Spaltung in Typen zu vermeiden ist. Chemische Unterschiede, wie sie die als Beispiel angeführten und jedenfalls sehr zuverlässigen Analysen WASHINGTON'S und NACKEN'S für den Syenit des Plauenschen Grundes geben, finden sich wohl in jedem Gesteinskörper und selbst in anscheinend gleichartigen Handstücken aus einem größeren Steinbruch. Jedenfalls sollte die Zusammenfassung zu Mittelwerten so gewählt werden, daß Differenzen dieser Größenordnung die Grenzen, die einem Typus in bezug auf s, a, c und f eingeräumt werden, nicht überschreiten. Ferner wurde dem Umstand Rechnung getragen, daß bei der Abrundung auf a c f die Werte von A C F bei kieselsäurereichen Gesteinen vervielfacht, bei basischen dagegen z. T. bedeutend reduziert werden müssen. Unter diesen Gesichtspunkten hat sich als zweckmäßigstes Schema der Zusammenfassung das Folgende ergeben: Innerhalb des Intervalles von  $a_{30}$  bis  $a_7$  sind immer drei, von  $a_6$  bis  $a_1$  zwei ganze Einheiten von a zu einem Typus zusammengefaßt, von c, das geringeren Schwankungen unterworfen ist, immer zwei ganze Einheiten. Außerdem sind auch Analysen mit  $a_0$  bis  $a_{0,5}$  und  $c_0$  bis  $c_{0,5}$  zu Typen vereinigt, in ersteres Intervall fallen Pyroxenite, Peridotite und Gesteine mit sehr basischen Feldspäten, in letzteres alle stärkeren Alkaligesteine mit Alkalien  $>$  Tonerde. In bezug auf s ist bei einem Typus über einen Spielraum von 5—6 Einheiten nur in wenigen Ausnahmen hinausgegangen worden. Ist sonach die Analysenzusammenfassung in bezug auf a c f eine vorausbestimmte, gewissermaßen künstliche, so ist dies für s nicht der Fall. Wenn man sämtliche Gesteine mit gleichem a c f nach zugehörigem s ordnet, findet man, daß letzteres sich um gewisse Kulminationspunkte schart, die dann in natürlicher Weise den Typen zugrunde gelegt werden. Die Typenmittel repräsentieren demnach Kulminationswerte der Zusammensetzung, solange die Auswahl der Analysen einer Willkür nicht unterliegt. Hier wurde diese Auswahl lediglich nach Güte und Vollständigkeit getroffen, nur bei wenig verbreiteten Gesteinsfamilien sind auch nicht ganz vollwertige Analysen mitbenutzt.



Um die Dichte der Typenbesetzung auch in den Tabellen zum Ausdruck zu bringen, wurde nach folgendem Prinzip verfahren: Die Anzahl der Vertreter, welche auf einen Typus innerhalb einer Typengruppe fallen, ist im allgemeinen proportional der Gesamtanalysezahl in letzterer und umgekehrt proportional der Zahl ihrer Typen. Die Namen der Typen, auf welche mehr als diesem Quotienten  $q$  entsprechende Vertreter fallen, sind einfach, solche mit mehr als  $2q$  doppelt unterstrichen, solche mit nur einem Repräsentanten klein gedruckt. Man erhält so ein Bild von der relativen Bedeutung der Typen und kann die unterstrichenen als starke, die übrigen als schwache bezeichnen.

Nach dem so festgelegten Klassifikationsschema sind für die Tiefengesteine 143 Typen aufgestellt und nach dem Zusammenhang von  $s$  und  $a$   $c$   $f$  in 9 Gruppen geordnet. Die drei ersten kann man Hauptgruppen (H.-Gr.) nennen, ihnen gehört die große Mehrzahl der Tiefengesteine nach Masse und Verbreitung an, ihre Typenfelder auf Tabelle I—III zeichnen sich durch Größe und Lückenlosigkeit aus. Atlantische und pazifische Sippe wie verschiedene Gesteinsfamilien sind in ihnen durch Übergänge verknüpft. Im Gegensatz zu ihnen tragen die folgenden sechs kleinen Nebengruppen (N.-Gr.) einen einseitigen Sippencharakter, ihre Typenfelder sind, wie besonders die der feldspatfreien starken Alkaligesteine und der Anorthosite noch recht lückenhaft. Offenbar sind die Bildungsbedingungen für Magmen ihrer Zusammensetzung eng begrenzt. Sehr gering ist die Zahl der berechneten Analysen, welche sich nicht in die aufgestellten Typen einreihen lassen. Bei dem relativ großen Spielraum, welcher dem einem  $a$   $c$   $f$ -Verhältnis zugeteilten  $s$  eingeräumt wird, ist dies nicht befremdlich, andererseits läßt sich vermuten, daß stärkere Abweichungen von den Typenmitteln in der Auswahl des analysierten Materials oder der Analyse selbst begründet sind. Solche Abweichungen fallen in erster Linie auf bei Graniten, wenn  $s$  bedeutend höher liegt, als nach Tabelle I zu erwarten ist. Derartige Granite sind als „anomale“ bezeichnet. Durch HOLMQUIST'S eingehende Untersuchungen der schwedischen Granite sind mehrere solche Gesteine bekannt. Von dem Upsalagranit sagt dieser Autor: „Der Upsalagranit muß nach seiner Acidität als ein außerordentlich saurer Granit bezeichnet werden, andererseits ist die Benennung „basischer Granit“ von diesem Gestein allgemein gebraucht und wegen der erheblichen Mengen dunkler Minerale und des Kalkgehaltes seiner Plagioklase auch einigermaßen berechtigt.“ Nach neueren Analysen von MAUZELIUS ergibt sich für zwei Varietäten dieses Gesteines:

$s$	$a$	$c$	$f$	$k$
75,51	7,5	6,5	16	1,83
76,13	6,5	7	16,5	1,98

Nach Tabelle I sollte man  $s$  in der Höhe von 65—70 und  $k$  von 1,3—1,4 erwarten. Für den Salagranit von Kifsta mit 75,72%  $\text{SiO}_2$  (Analyse von MAUZELIUS) ist  $s = 81,45$ ,  $a = 11,5$ ,  $c = 6$ ,  $f = 12,5$ ,  $k = 2,24$ . Von dem ebenfalls „ultrasauren“ Älöggranit aus Småland berichtet HOLM-

	Gesteine	Grenzwerte von				SiO <sub>2</sub>
		s	a	k		
I. H.-Gr. Tabelle I	Granite und Quarzdiorite	82,5—69	26—7	1,8—1,2	> 63 %	
II. H.-Gr. Tabelle II	Syenite und Diorite (quarzführend und quarzfrei)	74—57	24—3	1,1—0,9	65—51 %	
III. H.-Gr. Tabelle III	Essexite und Gabbros (inkl. olivinfreie und erzarne Pyroxenite)	60—47	12—0	0,9—0,7	53—46 %	
I. N.-Gr. Tabelle IV	Femische Essexite und Gabbros, Hornblendite und Pyroxenite	46—42	2—0	0,7—0,6	44—42 %	
II. N.-Gr. Tabelle IV	Dunite, Peridotite und basische Hornblendite	41—36	2—0	0,6—0,5	40—35 %	
III. N.-Gr. Tabelle V	Nephelinsyenite	67—63	26—13	0,8—0,7	59—54 %	
IV. N.-Gr. Tabelle V	Theralithe und nephelinreiche Shonkinite	53—49	12—5	0,65—0,5	46—43 %	
V. N.-Gr. Tabelle VI	Feldspatfreie starke Alkaligesteine	58—46	26—3	0,86—0,39	50—39 %	
VI. N.-Gr. Tabelle VII	Anorthosite	65—50	11—1,5	1,0—0,9	57—44 %	

QUIST, daß sein Quarzreichtum „zweifelsohne von einer magmatischen Assimilation beim Durchbruch des Westerwickquarzites bedingt wird“. Die Analyse einer Varietät von Stora Bergön mit 81,17 %  $\text{SiO}_2$  (Analytiker SANTESSON) ergibt:  $s = 85,78$ ,  $a = 13,5$ ,  $c = 3$ ,  $f = 13,5$ ,  $k = 2,77$ . Auch das granitische Gestein, das sich nach DALY aus dem Gabbro des Moyie Sill (Canada) durch Assimilation von Quarzit entwickelt, gehört hierher. Für eine 12 m vom Kontakt geschlagene Varietät ergibt die Analyse DITTRICH'S:

$$s = 79,66 \quad a = 9 \quad c = 6 \quad f = 15 \quad k = 2,17.$$

Demnach findet wenigstens für einen Teil dieser „anomalen“ Granite die Abweichung von den Typenwerten ihre Erklärung.

Die vorstehende Tabelle gibt eine Übersicht der Typengruppen mit einigen zugehörigen Daten in ihren Grenzwerten.

Die drei Hauptgruppen decken sich demnach nach mittlerem Kieselsäuregehalt mit sauren, neutralen und basischen Eruptivgesteinen, nach ROSENBUSCH haben saure Magmen über 65 %, neutrale zwischen 64 und 52 %, basische unter 52 %  $\text{SiO}_2$ . Die 1. und 2. Nebengruppe und die sich an diese anschließenden magmatischen Erzgesteine sind femische, basische und ultrabasische Ausläufer der 3. Hauptgruppe, vorwiegend in der Alkalikalkreihe. Die 3. Nebengruppe ist eine basische Seitengruppe der 2. Hauptgruppe, die 4. Nebengruppe eine solche der 3. Hauptgruppe, beide innerhalb der Alkalireihe. Die 5. Nebengruppe trägt in ihren extremen Gliedern mineralogisch sehr verschiedenen Charakter und kann allgemein nur als eine der 3. und 4. Nebengruppe sich anschließende weitere basische Seitengruppe aufgefaßt werden. In einem gewissen polaren Gegensatz zu der 3., 4. und 5. Nebengruppe steht die 6., die sich der 2. und 3. Hauptgruppe innerhalb der Alkalikalkreihe anschließt. Schematisch lassen sich diese Beziehungen in folgender Weise darstellen (s. p. -61-).

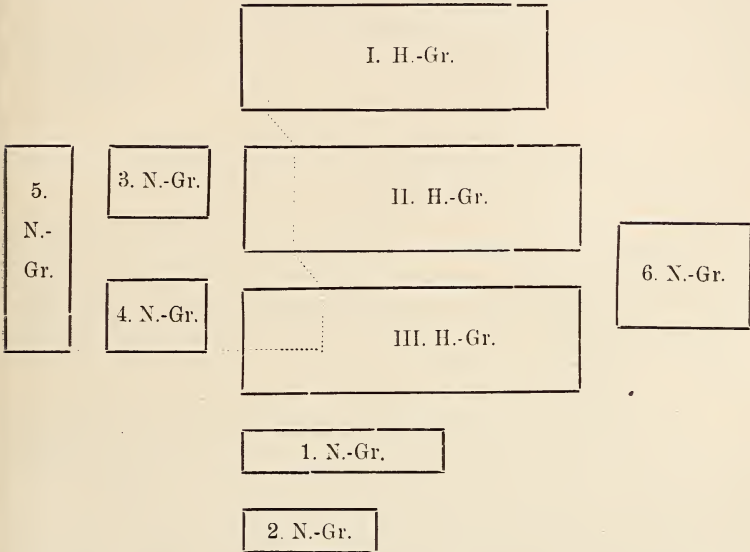
Die hier beigegebenen Tabellen I–VII sind etwas gekürzt, die im Original jedem Typus beigefügten Mittelwerte von  $n$ ,  $k$ ,  $\text{SiO}_2$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  (letztere in Mol.-%) sind weggelassen. Aus diesen Tabellen läßt sich folgendes ersehen:

Die Typenfelder, besonders ausgeprägt bei den zwei ersten Hauptgruppen, erstrecken sich in ihrer Hauptausdehnung von links oben nach rechts unten, d. h. innerhalb einer Gruppe wächst im allgemeinen  $c$  mit abnehmendem  $a$ .

Typen mit nur einem Repräsentanten liegen, wie auch zu erwarten ist, peripherisch, vertreterreiche unterstrichene Typen dagegen zentral. Bei letzteren findet ebenfalls eine Verschiebung von links oben nach rechts unten statt.

Wie schon hervorgehoben, wäre es unnatürlich, wenn man innerhalb einer Typengruppe scharfe Grenzen zwischen Sippen und Gesteinsfamilien an der Hand eines chemischen Bestandteiles, z. B. der Kieselsäure oder selbst einer bestimmten Typenformel ziehen wollte. Dagegen ist es zweckmäßig, die Übergangstypen hervorzuheben und in diesem Sinne sind die in den Tabellen dick ausgezogenen Linien aufzufassen. Links der Linie, welche auf Tabelle I die erste Vertikalreihe von der zweiten scheidet, liegen

Grenze zwischen

starken  
Alkaligesteinenschwachen Alkaligesteinen  
und Alkalikalkgesteinen

nur starke Alkaligranite mit dunklen Feldspatvertretern (Agirin, Riebeckit, Arfvedsonit). Rechts dieser Linie finden durch schwache Alkaligranite die Übergänge zu Alkalikalkgraniten statt. Längs der zweiten dicken Grenzlinie vollziehen sich die Übergänge zwischen Alkalikalkgraniten und Quarzdioriten; letztere nehmen den rechten unteren Teil des Typenfeldes ein. Die stark besetzten Typen bilden zwei Gruppen, eine innerhalb der Alkalikalkgranite (Elk Peak, Big Timber Creek und Alby) und eine zweite auf der Grenze der Granit- und Quarzdioritfamilie, der Tonalite und Granodiorite angehören. In der zweiten Hauptgruppe (Tabelle II) liegen links oben starke Alkalisyenite, an sie schließen sich Alkalikalksyenite, dann quarzarme und quarzfreie Diorite an. In der rechten unteren Ecke, in den Typen Whiteface, Neurode und Oberkainsbach, sind einige saure anorthositische Gabbros untergebracht. Den linken oberen Teil von Tabelle III bilden Essexittypen, den rechten unteren die Gabbrotypen mit Ausläufern nach der Anorthositfamilie. Die beiden Typen Webster und Radauthal links unten enthalten Pyroxenite, die erzarm sind und sich wesentlich aus rhombischen und tonerdearmen monoklinen Pyroxenen zusammensetzen. Auf Tabelle IV trennt eine starke Grenzlinie erzreichere und z. T. olivinführende feldspatfreie Gesteine links von basischen Essexiten, Gabbros und diesen chemisch nahestehenden Ariégiten rechts ab.



Ferner tritt in diesen Tabellen, wie auch schon in den früheren, unverkennbar hervor, daß innerhalb einer Typengruppe die Höhe von  $s$  ganz wesentlich eine Funktion von  $a$  ist; in den Horizontalreihen ist  $s$  nahezu konstant. Am wenigsten trifft dies zu bei den Nephelinsyeniten; hier sind in  $a$  wechselnde Mengen der kieselsäurereichen Alkalifeldspatmoleküle und des kieselsäurearmen Nephelinmoleküles enthalten. Bei den Anorthositen sind die Typen so schwach besetzt, daß ihre Mittelwerte noch recht unsicher sind. Andere Beziehungen sind aus der Originalarbeit zu ersehen.

Osann.

L. V. Pirsson: Der Aufschwung der Petrologie als Wissenschaft. (Amer. Journ. of sc. (4.) 46. 1918. 222—239.)

Verf. beschränkt sich im wesentlichen auf den Entwicklungsgang der Petrographie in Amerika. Der Einfluß der CORDIER'schen Methoden der mechanischen Analyse und seiner sowie COTTA's Systematik beherrscht die Zeit vor der Einführung der mikroskopischen Methoden; die chemische Zusammensetzung der Gesteine wurde zuerst von ROTH systematisch dargestellt. In Amerika war noch zu seiner Zeit indessen das Interesse an der Petrographie wenig lebendig.

Der eigentliche Hauptstoß zum Aufschwung der Petrographie gab die Einführung des Mikroskops durch SORBY (1857) und die bahnbrechende Arbeit eines ROSENBUSCH und ZIRKEL (1873), Hand in Hand mit der Entwicklung der Dünnschliffpraxis (seit NICOL, 1828). Die ersten zwanzig Jahre nach dem Erscheinen der großen Handbücher ROSENBUSCH's und ZIRKEL's können als die Periode der mikroskopischen Petrographie bezeichnet werden; es stellte sich immer mehr das Bedürfnis nach einer genauen Festlegung der mikroskopisch-optischen Physiographie der Mineralien heraus, welche vor allem von den Genannten und DES CLOIZEAUX bearbeitet worden ist. In England hat besonders TEALL bahnbrechend gewirkt, der bereits auf die physikalische Chemie als Hilfswissenschaft zur Klärung petrologisch-genetischer Fragen hinwies. In Amerika begannen JULIEN, C. E. WRIGHT und E. S. DANA mit petrographischen Untersuchungen größeren Stiles in den 70er Jahren, besonders aber hat G. W. HAWES fördernd gearbeitet. Die 80er Jahre brachten eine gewaltige Zunahme der petrographischen Literatur, unter der besonders die Arbeiten von BRÜGGER sich auszeichneten. In Amerika verdienen die Studien von EMERSON über die Nephelinsyenite von Bremersville Beachtung, ferner die von W. CROSS über Laven aus Colorado und pneumatolytische Mineralien in ihnen, endlich Arbeiten von IDDINGS, WILLIAMS, DILLER und IRVING.

In den 90er Jahren gewann man aus dem umfangreichen Erfahrungsmaterial die Einsicht, daß die Art des Auftretens der Gesteine keine zufällige sein könne, sondern gesetzmäßig und nach bestimmten Prinzipien mit allgemeinen Ursachen und deren Wirkungen im Zusammenhang stehen müsse. Es entwickelte sich die **Petrologie** aus der beschreibenden **Petrographie**. Während ZIRKEL in seinem Handbuche die Erfahrungen der petrographischen

Periode zum Abschluß brachte, gab ROSENBUSCH in der 2. Auflage seiner „Physiographie der massigen Gesteine“ zum erstenmal eine systematische Gliederung der magmatischen Gruppen nach chemischen Gesichtspunkten, und IDDINGS brachte das Prinzip der Differentiation klar zur Geltung. Die Verwandtschaftsbeziehungen der Alkaligesteine Südnorwegens führten auch BRÖGGER zu den allgemeinen petrologischen Problemen der neuesten Zeit. Es bildete sich in Analogie zu dem Standpunkte der biologischen Wissenschaften die Anschauungsweise heraus, die Gesteine nach entwicklungs-geschichtlichen Prinzipien zu betrachten und zu erforschen. In Amerika wurden vor allem die Arbeiten von BAYLEY, DALY, LANE, LINDGREN, PIRSSON, WASHINGTON u. a. durch die Anregungen von seiten ROSENBUSCH's und BRÖGGER's befruchtet; so entstanden die Arbeiten von BECHER und BOWEN über Differentiation, von CROSS über die Klassifikation der Gesteine, von DALY über magmatische Intrusionen, von WRIGHT über Schieferung etc. Zugleich vervollkommneten sich die mikroskopisch-optischen Hilfsmittel durch unzählige wichtige Neukonstruktionen und Verbesserungen an den Apparaten. Selbst auf dem Gebiete der kristallinen Schiefer wurden wichtige Fortschritte erzielt durch die Bemühungen eines LOSSEN, BARROIS, BONNEY, TEALL, LEHMANN, BECKE, IRVING, WILLIAMS und VAN HISE.

Den Anstoß zur Entwicklung der Gesteinsanalyse gab ROTH durch sein berühmtes Tabellenwerk; insbesondere nach Begründung der Geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten (1879) wurde unter F. W. CLARKE's Leitung der Gesteinsanalyse alle Aufmerksamkeit zugewandt, besonders als W. F. HILLEBRAND genaue Methoden für diese ausgearbeitet hatte. Die wichtigen Tabellenwerke von OSANN und WASHINGTON setzten den von ROTH beschrittenen Weg zum Nutzen der chemischen Petrologie fort, und an die Stelle der BISCHOF'schen „Chemischen Geologie“ trat CLARKE's Buch „Data of Geochemistry“.

Die experimentelle Erforschung der Petrogenese wurde 1882 durch FOUQUÉ und MICHEL-LÉVY's Untersuchungen über die Mineral- und Gesteins-synthese eingeleitet. Die physikalische Chemie als Hilfswissenschaft der Petrologie wurde durch die Untersuchungen von MOROZEWICZ, DOELTER, TAMMANN, MEUNIER und VOGT auf die hier vorliegenden genetischen Probleme angewandt, aber erst nach Begründung des Geophysikalischen Laboratoriums der Carnegie-Institution trat unter DAY's Leitung dieser neue Forschungszweig in seine heute verfolgten Laufbahnen. Durch BOEKE's „Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie“ ist uns hier ein generell orientierendes Handbuch gegeben.

W. Eitel.

**W. Cross:** Über gewisse Gesichtspunkte in der petrographischen Klassifikation. (Amer. Journ. of sc. (4.) 39. 1915. 657—661.)

Das quantitative Klassifikationssystem der Gesteine (CJPW-System nach den Urhebern kurz genannt) hat nach DALY (Ign. Rocks a. th. orig. 1914. p. 10, 11) den Nachteil, daß es bestimmte Gesteinstypen, welche

chemisch, mineralogisch und genetisch zusammengehören, auseinanderreißt, andere einander fernerstehende zusammenbringt. Dieser Nachteil haftet aber notwendigerweise einem jeden quantitativen System an; man wird auch niemals, wie dies DALY anstrebt, in einem vervollkommeneten ROSENBUSCH'Schen System alle Härten vermeiden können. Desgleichen hat LINDGREN (Science. 41. 1915. 166) dem CJPW-System den Vorwurf gemacht, es klassifiziere nur Analysen, nicht eigentlich Gesteine. Doch leistet ja gerade das CJPW-System, die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und der modalen Natur der Gesteine aus den Normen abzuleiten, bei welcher Gelegenheit man die Wirkung verschiedener physikalischer Zustände an den Abweichungen zwischen Norm und Modus erkennt.

W. Eitel.

R. A. DALY: Genesis of the Alkaline Rocks. (Journ. of Geol. 26. 97—134. 1918.)

Die vielfach enge Verbindung alkalischer, durch Feldspatvertreter charakterisierter Magmen mit den sie an Menge ungeheuer übertreffenden subalkalischen (Alkali-Kalk-) Magmen, die ihrerseits durch Feldspate als wichtigsten Bestandteil charakterisiert sind, hatte bekanntlich im Jahre 1910 Verf. zu der Annahme geführt, die Alkalimagmen hätten sich aus Alkali-Kalk-Magmen unter Verhältnissen entwickelt, die keine vollständige Sättigung der Alkali-Tonerde-Silikate mit  $\text{SiO}_2$  gestatteten. Als Ursache für das Herabdrücken des  $\text{SiO}_2$  und der Anreicherung der Alkalien betrachtet er die Aufnahme basischer Sedimente in den Schmelzfluß, in erster Linie von Kalkstein oder Dolomit (dies. Jahrb. 1911. I. - 237- ff.), aber auch von anderen wasserhaltigen basischen Sedimenten (Igneous Rocks. 1914. 395; dies. Jahrb. 1914. II. - 404- ff.). Die vorliegende Abhandlung prüft die seit 1914 erschienenen Untersuchungen über Alkaligesteine mit Rücksicht auf diese Auffassung des Verf.'s und beschäftigt sich besonders mit den Anschauungen N. L. BOWEN'S (The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Dies. Jahrb. 1917. - 153—157-).

Mit H. S. WASHINGTON spricht sich Verf. gegen eine scharfe Trennung der Alkali- und Alkali-Kalk-Magmen aus; Übergänge erblickt er mit SZENTPÉTERY in albit- oder oligoklasreichen „Spiliten“, die in engster Beziehung zu normalen Basalten stehen, Beziehungen, die H. C. SARGENT für die untercarbonischen Spilite in Derbyshire durch „Autometamorphismus“, d. h. durch Zurückhaltung der flüchtigen Stoffe in submarinen Ergüssen deutet. Während A. WINKLER pliocäne pazifische Gesteine in der wesentlich atlantischen Provinz der Ostalpen (Steiermark) durch Einschmelzen quarzreicher Sedimente von seiten atlantischer Magmen erklären will, schließt sich J. A. ALLAN für die Gesteine des Ice River (British Columbia) der DALY'schen Hypothese an und weist in großen Einschlüssen von Kalkstein und Schieferen das Eindringen alkalischer Lösungen und durch sie bedingte Bildung von Feldspat, Nephelin, Sodalith, Cancrinit zusammen mit mannigfachen Kalksilikaten nach. Für HALIBURTON



County (Ontario) führt W. G. Foye die Entstehung der Nephelinsyenite und ihrer Begleiter einerseits und die Umwandlung mächtiger Kalkmassen in Amphibolite und Pyroxenite durch Granitgänge und Batholithen resp. Lakkolithen andererseits auf die gleiche Ursache zurück: er nimmt an, daß durch die Reaktion des Granitmagmas mit Kalk und anderen Sedimenten sich gewaltige Gasmassen, ein „gigantic steam pack“, entwickelten, die die Alkalien freimachten und resurgentes CO<sup>2</sup> und Wasserdampf enthielten, daß der größere Teil von diesen Gasen und Dämpfen die an Menge überwiegenden Amphibolite und Pyroxenite entstehen ließen, daß ein kleinerer Teil aber sich in den Gängen und lakkolithischen Räumen fing und dort als pneumatolytisch gebildeter Nephelinsyenit auskristallisierte. Ein Lakkolith bei Tory Hill zeigt bei einer Mächtigkeit von nur 300' von oben nach unten einen Aufbau aus pegmatitischem Nephelinsyenit (spez. Gew. 2,674) durch Monmouthit (Nephelin-Biotit-Albit-Skapolithgestein, spez. Gew. 2,719) und Hornblende-Nephelingestein (spez. Gew. 3,124 mit viel Pyroxen und Granat) zu einem Granat-Pyroxengestein mit etwas Albit und  $\frac{1}{4}$  primärem Kalkspat (spez. Gew. 3,383), das auf dem liegenden Kalk ruht. Die Wirkung des granitischen Magmas ist Verf. geneigt auf Palingenese im Sinne SEDERHOLM's zurückzuführen. Die Untersuchungen K. APEL's über den Reinhardswald legen dem Verf. die Vermutung nahe, daß die Alkaligesteine dieses Gebietes wesentlich oder ganz auf Muschelkalkgebiete beschränkt sind, während normale Basalte in Buntsandstein aufsetzen (?). P. D. QUENSEL's Untersuchungen über die Alkaligesteine von Almage weisen durch den Reichtum seines Albit-Nephelinsyenits (Canadit) an Vesuvian und Cancrinit auf die Wirkung assimilierter kalkiger Sedimente, entsprechend dem primären Kalkspat in den analogen Gesteinen von Alnö und Bancroft.

Zwei mehrfach gegen seine Auffassung geltend gemachte Gründe erkennt Verf. nicht an: erstens das Fehlen von basischen Sedimenten in der Nachbarschaft des Alkaligesteins, da solche ja immerhin in der Tiefe vorhanden sein können — besonders in Gebieten des Präcambriums sind Granite und Orthogneise in gewaltiger Mächtigkeit eingedrungen und verdecken somit vielfach die älteren unterlagernden Sedimente, ganz abgesehen davon, daß die Magmen, wie Gänge und Lakkolithen zeigen, seitlich abwandern können, und zweitens den Nachweis, daß Granite, Granodiorite usw. vielfach Kalk ohne jede chemische Reaktion durchsetzen, da hier einfach die Annahme nicht ausreichend hoher Temperatur des Magmas genügt, während in anderen Fällen die Assimilation durch Differentiation des Magmas sich der Beobachtung entzieht. Im übrigen genügen nach seiner Auffassung geringe Mengen von Kalk, wie er gegen die von W. Cross betonte Unmöglichkeit anführt, die alkalireichen Laven von Hawaii durch Resorption von Kalk zu erklären; ihm scheint die Möglichkeit der Aufnahme von kalkreichem Tiefseeschlamm, Muschelablagerungen oder Korallenkalk, die sich auf dem sich auftürmenden Vulkanberge submarin absetzen konnten, hierfür völlig ausreichend. Die gleichen Gründe macht er gegen die Einwände P. MARSHALL's bei der Beschreibung von Tahiti und gegen H. C. RICHARD anlässlich dessen Untersuchungen der tertiären vulkanischen Gesteine des südöstlichen Queensland geltend.

In einer Auseinandersetzung mit C. H. SMYTH (dies. Jahrb. 1915. II. -335-) und A. HARKER über die Herkunft der Gase oder Mineralisatoren, die die pneumatolytische Entstehung der Alkaligesteine veranlassen, und über die geologischen Vorgänge, die die Konzentration dieser Gase verursachen, wendet sich Verf. gegen die Auffassung, diese Gase seien magmatisch oder juvenil, und ihre Anreicherung sei an radiale Krustenbewegung gebunden. Alkaligesteine kommen in stark tangential gepreßten Gebieten vor, und Alkali-Kalk-Gesteine sind in radial verworfenen Gebieten überaus häufig; außerdem verlangt die Theorie HARKER's, daß das mütterliche Alkali-Kalk-Magma gerade in dem Zeitpunkt, in dem die Verwerfungen einsetzen, fast ganz erstarrt gewesen sein muß, damit die kleinen Alkali-Massive entstehen konnten. Wenn übrigens der von dem Alkali-Kalk-Magma erfüllte Raum nicht direkt von den Verwerfungen durchsetzt wird, so braucht ein Ausquetschen der Mutterlauge gar nicht einzutreten, das Abwechseln basaltischer und trachytischer oder phonolithischer Lava aus demselben Vulkan bleibt unerklärt, und die Hypothese des Ausquetschens wird dem Auftreten jüngster Lamprophyre neben den aplitischen Gängen in keiner Weise gerecht. Jedenfalls ist die starke Mitwirkung resurgenter Mineralisatoren nicht zu entbehren.

Interessant für die Rolle, die Kalk in Schmelzen spielt, wenn auch natürlich wegen der Verschiedenheit der Bedingungen nicht beweisend, sind Versuche, zu technischen Zwecken dem Feldspat sein Kali zu entziehen. W. H. ROSS hat gefunden, daß beim Erhitzen von Kalifeldspat,  $\text{CaO}$  und Wasser in einer Bombe auf  $300^\circ\text{C}$  unter Druck von 91 Atmosphären dem Feldspat sein Kali entzogen und im Wasser gelöst wird; der Betrag des in Lösung gehenden Kali hängt von dem Verhältnis  $\text{CaO}$ :Feldspat ab — bei Anwendung der dreifachen Menge  $\text{CaO}$  wird das Kali dem Feldspat vollständig entzogen. R. J. NESTELL und E. ANDERSON weisen gleichzeitig nach, daß in Zementöfen Kali und Natron in hohem Maße flüchtig wird; offenbar verhindert der Kalk die Wiedervereinigung der Alkalien mit dem  $\text{SiO}_2$  der Beschickung des Ofens (Journ. Indust. and Eng. Chem. IX. 467 u. 646. 1917).

In dem gegen N. L. BOWEN gerichteten Abschnitt wendet sich Verf. gegen die von B. gebrauchte zu enge Fassung des Begriffs: Differentiation; als solche will Verf. jede Trennung in verschiedene Phasen bezeichnen, ohne Rücksicht auf die Entstehung des zerfallenden Magmas. Kristallisationsdifferentiation erkennt er als einen möglichen Grund der Entwicklungsverschiedener Gesteine aus einem Magma an, aber nur als einen unter vielen und keineswegs den wichtigsten; wichtiger erscheint ihm magmatische Differentiation im Falle des Eintretens eines heterogenen Magmas in eine große Magmakammer, ferner durch Konzentration von Gasen an einigen Stellen des Magmakörpers und schließlich hervorgerufen durch Einschmelzung oder Aufnahme flüchtiger Stoffe aus dem Nebengestein. Gründe gegen die Vorherrschaft der Kristallisationsdifferentiation erblickt er in dem Fehlen jeder Andeutung eines derartigen Vorgangs in zahllosen Gängen und Lakkolithen, in dem plötzlichen

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,34	49,06	44,41	59,47	65,10
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,82	1,36	1,56	0,64	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,70	15,70	15,81	16,52	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,05	5,38	4,66	2,63	1,64
FeO . . . . .	8,78	6,37	5,85	4,11	2,66
MnO . . . . .	0,23	0,31	0,14	0,08	0,05
MgO . . . . .	4,72	6,17	8,20	3,75	2,17
CaO . . . . .	8,03	8,95	10,12	6,24	4,66
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,60	3,11	3,81	2,98	3,82
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,17	1,52	2,37	1,93	2,29
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,56	1,62	2,42	1,39	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0,45	0,65	0,26	0,16
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	39,87	47,82	46,47	45,34	45,61
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,50	0,67	1,33	1,30	1,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,58	13,56	15,97	16,59	14,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,71	4,73	5,97	5,83	6,17
FeO . . . . .	6,43	4,54	4,27	4,76	4,03
MnO . . . . .	0,21	Sp.	0,01	0,01	0,19
MgO . . . . .	10,46	7,49	5,87	5,43	6,05
CaO . . . . .	12,36	8,91	10,54	11,64	9,49
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,85	4,37	1,69	2,93	5,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,87	3,23	4,83	4,55	3,69
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,22 <sup>1</sup>	3,37	2,32	1,12	2,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,94	1,10	0,73	0,50	0,74
	100,00	99,79	100,00	100,00	100,00

I. Durchschnittszusammensetzung von (12) Quarzdiabasen.

II. " " " (198) frischen basalt. Gesteinen.

III. Durchschnittszusammensetzung von (20) typischen Basaniten.

IV. " " " (20) Quarzdioriten.

V. " " " (12) Granodioriten.

VI. " " " (26) Nephelinbasalten.

VII. Analcimbasalt, Highwood Mountains, Mont. (Monchiquit L.V. PIRSSON).

VIII. Durchschnittszusammensetzung von (7) Leucitbasalten.

IX. " " " (4) Leucitbasaniten.

X. " " " (6) Theralithen.

(Die Durchschnittszusammensetzungen nach R. A. DALY: Igneous Rocks and their Origin 1914.)

<sup>1</sup> Einschließlich 0,29 CO<sub>2</sub>.

Übergang verschiedener Gesteine (Syenit und Shonkinit im Square Butte-Lakkolithen), in dem Fehlen ultrabasischer Gesteine in Fällen, in denen zweifellos eine salische Differentiation nachgewiesen werden kann (Pigeon Point und viele andere). Der Annahme, daß Quarzbasalt aus normalem Basalt durch Sinken von Pyroxen, Olivin und Plagioklas entstanden ist, widerspricht der hohe Kalk- und Magnesiumgehalt dieser Gesteine (vgl. Anal. I Durchschnitt von 12 typischen Quarzbasalten und Anal. II Mittelwert für Basalt aus 198 frischen Gesteinen berechnet) — ganz allgemein ist das Sinken von Quarzkristallen als Ursache der Desilikation sowohl wegen des spezifischen Gewichts des Quarzes wie wegen seiner strukturellen Stellung in Graniten etc. wie in Quarzporphyr-Grundmassen ein schwacher Punkt der BOWEN'schen Hypothese. Dies gilt auch für die angenommene Entstehung von Basanit aus Quarzdioriten und Granodioriten durch Ausscheidung von Quarz, Plagioklas und femischen Mineralien; die Analysen III (Durchschnitt von 20 typischen Basaniten), IV (20 Quarzdioriten), V (12 Granodioriten) stimmen nicht zu dieser Annahme. Noch größer werden die Schwierigkeiten bei dem Versuch, die basischen Glieder der Alkalireihe durch Absinken von Olivin, Pyroxen und basischem Plagioklas aus normalen basaltischen Magmen zu erklären; die hohen Werte für CaO, MgO, FeO und Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup> in VI (Durchschnittszusammensetzung der Nephelinbasalte), VII (Analcimbasalt vom Highwood Mountain), VIII (Durchschnitt der Leucitbasalte), IX (der Leucitbasanite und X (der Theralithe) im Vergleich zu II (der Basalte) widersprechen dieser Deutung auf das Bestimmteste, besonders CaO in VI, VIII und IX und MgO in VI; auch die Vorherrschaft von K<sup>2</sup>O über Na<sup>2</sup>O in VIII und IX bleibt unerklärt. Schließlich wird auf das Fehlen foyaitischer Gesteine in den großen Granit-Granodiorit- und Quarzdioritmassen hingewiesen, ebenso auf das Fehlen quarzreicher Laven in manchen vulkanischen Massen, die aus Trachyt oder Phonolith mit Basalt bestehen, und in den gewaltigen und daher langlebigen ozeanischen Vulkanen, wo man sie nach der BOWEN'schen Hypothese überall erwarten müßte. Wenn somit diese Hypothese eine ganze Reihe der charakteristischen Eigenschaften der Alkaligesteine erklärt, so stößt sie doch in ihren Grundlagen vielfach auf große Schwierigkeiten, die nach der Ansicht des Verf.'s die Erklärung durch syntektische (Einschmelz-) Differentiation vermeidet. Milch.

---

F. F. Grout: Internal Structures of Igneous Rocks; their Significance and Origin; with Special Reference to the Duluth Gabbro. (Journ. of Geol. 26. 439—459. 9 Fig. 1918.)

Im Anschluß an Untersuchungen im Gebiet des Duluth-Gabbro (nordwestlich vom Südwestende des Lake Superior in Minnesota) stellt Verf. die Angaben über eine Anzahl sehr bekannter primär gebänderter Tiefengesteine zusammen und kommt zu dem Ergebnis, daß primäre Bänderung



ebenso wie die sie gewöhnlich begleitende Fluidaltextur und vielfach auch von der gegenwärtigen Oberfläche unabhängige Bankung fast immer den Grenzen des Tiefengesteins parallel laufen, so daß man umgekehrt sogar aus diesen Phänomenen auf die Gestalt des Eruptivkörpers schließen könne. Er erörtert alle für primäre Bänderung bisher angenommenen Ursachen und hält für die wichtigste und wahrscheinlichste Konvektionsströme während der Auskristallisation des Magmas, besonders wegen des Zusammenfallens der Bänderung mit der nur auf diesem Wege zu erklärenden fluidalen Paralleltextrur, während andere Ursachen gleichsam unterstützend mitwirken können.

Für die mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Lagen des Duluth-Gabbros gibt er folgende Zusammenstellung (in Gewichtsprozenten):

	Plagio- klas	Pyroxen	Olivin	Magnetit	Ver- schiedenes
Gewöhnliche Lagen	75	10	10	4	1
	65	19	10	5	1
	70	18	0	12	0
Zwei benachbarte, mehrfach miteinander wechselnde Lagen	84	12	3	1	0
	62	15	12	11	0
Lagen von sehr stark ab- weichender Zusammensetzung	96	3	0	1	0
	20	44	0	36	0
	49	48	0	3	0
	2	15	70	13	0
	75	2	22	1	0
					Milch.

F. F. Grout: Two-Phase Convection in Igneous Magmas. (Journ. of Geol. 26. 481—499. 1918.)

Verf. stellt zunächst die Erscheinungen zusammen, die für Konvektionsströme in einem sich abkühlenden Magma sprechen, und hält von den derartige Strömungen hervorrufenden Ursachen neben den durch Temperaturänderung in verschiedenen Teilen des Magmabassins hervorgerufenen Unterschieden des spezifischen Gewichts die Änderung des sog. „spezifischen Aggregatgewichtes“ für besonders wirkungsvoll: er erweitert die von L. V. PIRSSON (dies. Jahrb. 1907. II. -231- ff.) und R. A. DALY benützte Vorstellung, daß Gasentwicklung in einem Teil des Magmas infolge der hierdurch entstehenden Erniedrigung des spezifischen Aggregatgewichtes Strömungen im Magma hervorrufen müsse (DALY's two-phase convection), durch die entgegengesetzte Vorstellung, daß Kristallauscheidung in einem jetzt aus zwei Phasen (fest und flüssig) bestehenden Magmenteil eine Erhöhung des spezifischen Aggregatgewichtes erzeugen und gleichfalls Konvektionsströmung hervorrufen müsse — stillschweigende Voraussetzung ist hierbei, daß diese Magmentteile anderen gegenüber als bis zu einem gewissen Grade selbständige Einheiten erhalten bleiben. In

diesen Einheiten haben die ausgeschiedenen schwereren Kristalle, die sich wesentlich während der Zirkulation in der kühleren Zone nahe am Dach gebildet haben, die Neigung abzusinken; sie setzen sich daher an den Seiten und besonders am Boden des Bassins ab, während die Strömung diese Einheit über den Boden hinwegführt. Sodann versucht Verf. die die Konvektion veranlassenden Kräfte und die ihr entgegenwirkende Viskosität zahlenmäßig zu berechnen, ist aber hierbei naturgemäß zu so viel unbewiesenen und unbeweisbaren Annahmen genötigt, daß den berechneten Werten nach Ansicht des Ref. nur wenig Bedeutung zukommt — aus den Rechnungen folgt, daß das Absinken ausgeschiedener Kristalle im Magma sich sehr viel langsamer vollziehen muß, als ihr Transport durch Konvektionsströme, was eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich hat. Da im allgemeinen alle ausgeschiedenen Kristalle schwerer sind als das Magma, ist die Bildung monomineralischer Gesteine, von Ausnahmen abgesehen (Magnetitmassen und Peridotite am Boden, Anorthosite in den obersten Teilen eines Magmas), unwahrscheinlich, da gewöhnlich mehrere Mineralarten gleichzeitig auskristallisieren; durch Ausscheidung, Verfestigung, Absinken von Kristallen und Wiedereinschmelzen in der Tiefe des Magmabassins können verschieden zusammengesetzte Gesteinsteile entstehen, die dann durch die Konvektionsströme an den endgültigen Platz gebracht dem ganzen Komplex ein lagenartiges bis gebändertes Gefüge verleihen. Neben dieser Art der Differentiation, die durch Übergänge charakterisiert ist, kann gleichzeitig und plötzlich Zerfall des Magmas eintreten, wodurch zwei nicht mischbare Partialmagmen entstehen, von denen das leichtere aufsteigt und sich nahe dem Dach schnell verfestigt, so daß das schwerere, das in größerer Tiefe später erstarrt, in das leichtere intrusionsartig eindringen kann (Beispiel Magnetkies im Sudbury-Distrikt, der sich gegenüber dem Norit intrusivartig verhält, während der Norit selbst ausgesprochene Differentiation auf Grund der Schwere erkennen läßt). (Vgl. hierzu auch das folgende Referat.)

Milch.

---

F. F. Grout: A Type of Igneous Differentiation. (Journ. of Geol. 26. 626—658. 12 Fig. 1918.)

Das große Gabbromassiv von Duluth (nordwestlich vom Südwestende des Lake Superior), vom Verf. als „Lopolith“ bezeichnet, bildet eine geologische Einheit, bestehend aus einem älteren feldspatreichen Gabbro, auf das Innigste mit einem etwas jüngeren basischeren Olivin-gabbro verknüpft der die Hauptmasse des Massivs, ungefähr zwei Drittel, ausmacht, und einem jüngsten, als „red rock“ bezeichneten granophyrischen Gestein von granitischer Zusammensetzung; der Komplex tritt intrusiv in alten basischen Ergußgesteinen (Mittel-Keweenawan) auf. Die Hauptmasse des Gabbro ist stark gebändert (vgl. das vorangehende Referat), die einzelnen Gabbrovarietäten erweisen sich als normaler Gabbro, Forellenstein, Peridotit, Magnetit-Gabbro und

Anorthosit; dabei bleibt die Zusammensetzung der einzelnen Gesteinskomponenten auffallend gleichartig; Olivin mit ungefähr 30 % FeO, Plagioklas gewöhnlich  $Ab^1An^2$ , Pyroxen fast immer kalkarm. Die meisten Gesteine sind schon früher von A. N. WINCHELL beschrieben; Verf. erwähnt daher nur das Auftreten von Peridotit in großen, über 15' mächtigen Lagen nahe am Boden des Massivs (Anal. 2), von olivinreichem Forellenstein in zahlreichen Lagen ungefähr von der Mitte bis zum Grunde (Anal. 6), wechselnd von peridotitischer bis zu anorthositischer Zusammensetzung, von Anorthosit (Anal. 3), der durch nur schwache Veränderung aus dem 80 % Feldspat führenden älteren Gabbro hervorgeht, aber in dünnen Lagen nicht zu selten auch in der basischeren Hauptmasse auftritt, und Magnetitgabbro, der mehr als 36 % titanreichen Magnetit enthält und viel Augit, aber keinen Olivin führt, dessen Gemengteile offenbar gleichzeitig auskristallisiert sind und der nicht in den tiefen Teilen des Massivs, sondern annähernd in der Mitte des 3 miles dicken Gabbromassivs auftritt. Die Ausscheidungsfolge des herrschenden grauen Gabbros eines mittel- bis grobkörnigen Gesteins mit granitoider bis ophitischer Struktur, ist in den meisten Fällen: Plagioklas, Olivin, Magnetit, Augit.

Im Gegensatz zu diesen eng verbundenen und lagenweise wechselnden Partialgesteinen des Gabbros tritt der Granophyr (red rock) ziemlich scharf gegen den Gabbro gesondert auf und findet sich auch nicht in den Bändern; er erscheint in den obersten Zonen des Hauptgabbros in unregelmäßigen Putzen und Apophysen in dessen Hangendes und als mächtiges Lager im Hangendes des älteren feldspatreichen Gabbros. Er ist zuckerförmig bis grobkörnig, sehr zerreiblich, mikropegmatitisch bis granitisch, enthält Kalifeldspat und Plagioklas, der in den Übergangszonen in Gabbro deutlich zonar struiert ist, doch wechselt die mineralogische Zusammensetzung stark (Anal. 19). Übergänge in Gabbro finden sich selten und stets auf schmale Zonen beschränkt; bisweilen ist sein Verhalten gegen den Gabbro ähnlich wie das eines Aplits. Zur Entstehung nimmt Verf. an, daß das Original-Gabbromagma Dämpfe unter Druck enthalten habe, die sich vom Hauptmagma unter Mitführung der sauren und alkalischen Bestandteile, für die sie eine besondere Affinität besitzen, getrennt haben und mit diesen aufgestiegen sind.

Die Mannigfaltigkeit der eng verbundenen Gesteinsvarietäten rechtfertigt die Aufnahme der älteren Analysen aus diesem Gebiet neben den neuen von GROUT ausgeführten Analysen in das Referat.

Bei der Erklärung der Differentiationsvorgänge unterscheidet Verf. scharf zwischen der Bildungsweise der Gabbrovarietäten und des red rock. Für die Gabbrovarietäten nimmt er wesentlich die Wirkung von Konvektionsströmen an (vgl. das oben stehende Referat) und wendet sich scharf gegen eine Erklärung durch Kristallisationsdifferentiation nach der Auffassung BOWEN's; gegen sie spricht mit aller Bestimmtheit die gleichmäßige Zusammensetzung des Plagioklases durch das ganze Massiv, sowie die Anordnung der einzelnen Varietäten nicht nach dem spezifischen Gewicht, wie das Auftreten der magnetitreichen Bänder



Gabbro von Duluth.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,20	32,90	49,39	47,10	42,24	35,81	52,48	45,65	49,15	49,42	50,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,53	1,59	29,08	12,92	18,50	14,32	15,47	15,20	21,90	24,47	23,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Sp.	13,25	0,34	12,95	4,68	7,38	5,14	6,71	6,60	3,13	} 17,63
FeO . . . . .	10,60	21,06	2,89	9,46	14,50	15,25	9,25	13,81	4,54	6,13	
MgO . . . . .	9,28	20,14	2,26	3,08	2,76	10,49	2,55	2,95	3,03	1,00	2,46
CaO . . . . .	8,51	0,50	13,06	10,29	10,36	7,23	7,27	6,33	8,22	8,45	4,79
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,52	Sp.	2,89	2,61	2,19	2,06	3,26	3,09	3,83	4,98	2,06
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,32	Sp.	0,10	0,92	0,33	0,37	1,75	1,05	1,61	1,15	0,34
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,65	4,56	0,34	0,71	1,80	5,25	1,24	2,29	1,92	0,55	—
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,08	0,55	0,09	0,12	0,25	—	—	—	—	0,06	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	0,10	Sp.	—	1,67	Sp.	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,65	5,36	Sp.	1,38	1,16	2,30	1,26	1,66	0,18	1,87	Sp.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19	Sp.	0,09	0,01	0,19	—	0,29	0,25	0,33	0,04	—
S . . . . .	0,03	0,05	n. vorh.	—	—	—	—	—	—	0,11	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Sp.	0,04	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO . . . . .	0,14	0,40	0,04	0,80	0,13	0,18	0,51	0,71	—	0,11	—
Seltene Elemente . .	Sp.	0,06	n. vorh.	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—
	100,72	100,71	100,57	102,35 <sup>1</sup>	100,76	100,65 <sup>2</sup>	100,47	99,70	101,31	101,47 <sup>3</sup>	101,54
Spez. Gew. . . . .	2,963	3,353	2,770	—	—	3,07—3,10	2,81—2,84	2,84—2,86	—	—	2,79—2,802

<sup>1</sup> nicht 101,63. — <sup>2</sup> nicht 100,62. — <sup>3</sup> nicht 101,48.

1. Olivingabbro, West-Duluth (anal. F. F. GROUT).
2. Peridotit, Short Line Park (anal. F. F. GROUT).
3. Anorthosit, nördlich von Proctor (anal. F. F. GROUT).
4. } Olivingabbro, Short Line Park (anal. G. S. NISHIHARA).
5. }
6. Troktolith, nördlich von Proctor (anal. A. N. WINCHELL).
7. Orthoklasgabbro, Duluth, innere Stadt (anal. A. N. WINCHELL).
8. Hornblende-Orthoklasgabbro, Duluth, innere Stadt (anal. A. N. WINCHELL).
9. Hornblendegabbro, St. Louis River bei Duluth (anal. A. STRENG).
10. Gabbro wohl reich an Feldspat, Gebiet von Duluth (anal. G. H. STONE).
11. Gabbro feldspatreich, Gebiet von Duluth (anal. G. H. STONE).

**Gabbro, nordöstlich von der typischen Örtlichkeit.**

	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	2,02	45,66	46,45	47,70	47,90	53,43	56,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,68	16,44	21,30	19,04	19,92	13,81	17,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	} 80,78	0,66	0,81	0,87	4,92	5,08	2,55
FeO . . . . .		13,90	9,57	8,84	9,78	9,86	4,09
MgO . . . . .	—	11,57	7,90	8,65	4,55	4,64	3,16
CaO . . . . .	Sp.	7,23	9,83	8,96	8,56	8,25	6,28
Na <sub>2</sub> . . . . .	—	2,13	2,14	2,53	2,75	2,51	4,45
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,41	0,34	0,53	0,56	1,12	0,45
H <sub>2</sub> O + . . . . .	—	0,83	1,02	1,38	0,76	0,27	3,20
H <sub>2</sub> O — . . . . .	—	0,07	0,14	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	Sp.	n. best.	—	n. best.
TiO <sub>2</sub> . . . . .	12,09	0,92	1,19	1,80	0,57	—	1,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,03	0,05	0,02	n. best.	n. best.	—	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,40	Sp.	—	—	—	—	—
MnO . . . . .	—	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	—
NiO . . . . .	—	0,16	0,04	—	—	—	—
Andere Elemente . . . . .	—	—	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
	100,00 <sup>1</sup>	100,03	100,75	100,30	100,27	98,97	100,35
Spez. Gew. . . . .	—	—	—	2,89	2,93	—	—

12. Magnetitgabbro, Südseite des Iron Lake (anal. R. S. ROBERTSON).
13. Gabbro Sec. 19, T 63 N, R 9 W (anal. H. N. STOKES).
14. Gabbro (typisch) Sec. 35, T 61 N, R 12 W (anal. H. N. STOKES).
15. Olivingabbro Birch Lake (anal. H. N. STOKES).
16. Diabas-Gabbro, Ostseite des Birch Lake (anal. A. N. WINCHELL).
17. Quarzgabbro Little Saganaga Lake (anal. A. N. WINCHELL).

<sup>1</sup> nicht 99,90.

## Red Rock, Intrusivmassen im Gabbro von Duluth.

	19.	20.	21.	22.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	66,92	66,36	75,78	65,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,51	13,33	11,09	10,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,36	7,89	2,09	14,40
Fe O . . . . .	3,93	2,96	—	0,23
Mg O . . . . .	1,66	1,20	0,65	0,73
Ca O . . . . .	1,20	2,14	0,86	0,96
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,45	2,63	6,43	2,25
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,98	3,05	1,06	2,88
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,25	1,21	1,82	0,86
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,20	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	—	—	—
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,69	—	—	—
Zr O <sub>2</sub> . . . . .	0,22	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	—	—	—
S . . . . .	0,04	—	—	—
Mn O . . . . .	0,16	—	—	—
Ba O . . . . .	0,06	—	—	—
	100,76	100,77	99,78	97,93
Spez. Gew. . . . .	2,721	—	—	—

19. Red Rock, NW-Ecke der Sec. 27, T. 50 N., R. 14 W. (anal. F. F. GROUT).

20. } Roter Granit, Rice's Point, Duluth (anal. J. A. DODGE).  
21. }

22. Roter Granit, östlich vom Lester River, Ost-Duluth (anal. J. A. DODGE).

in der Mitte des Massivs zeigt. Während nun selbst die am meisten verschiedenen zusammengesetzten Bänder der Gabbrovarietäten chemische Beziehungen aufweisen, die sie mehr oder weniger als Glieder einer Reihe erscheinen lassen, geht zwischen ihnen und der Zusammensetzung des red rock ein scharfer Schnitt — sie haben keine Beziehungen zueinander; dies spricht für einen Zerfall des Hauptmagmas während der Kristallisation in zwei nicht mischbare Partialmagmen. Für den Unterschied zwischen der zu der Bänderung des Gabbros führenden Differentiation und den den Zerfall in zwei nicht mischbare Partialmagmen herbeiführenden Vorgängen denkt Verf. unter Ausbau eines von LANE angeregten Gedankens an die Möglichkeit eines Unterschieds zwischen „trockener und nasser“ Differentiation: die Differentiation durch Konvektionsströme vollzog sich in einem primär an Wasser sehr armen Magma, dieses reicherte sich bei Fortschreiten der Kristallisation in der Mutterlauge an, bis ein Punkt erreicht wurde, in dem es seinen Einfluß geltend

machte. Allerdings ist hierbei nicht einzusehen, wieso das sich allmählich anreichernde Wasser nicht in höherem Maße, als es tatsächlich der Fall ist, Übergänge zwischen Gabbro und red rock hervorgebracht habe.

Die Analysen der für verwandt gehaltenen Gesteine vom Pigeon Point usw., die der Abhandlung in tabellarischer Zusammenstellung beigefügt sind, sind hier nicht mit abgedruckt. Milch.

**N. L. Bowen:** Crystallization-Differentiation in Igneous Masses. (Journ. of Geol. 27. 393—430. 1919.)

Verf. wendet sich gegen verschiedene Einwürfe, die besonders von R. A. DALY und F. F. GROUT (vgl. die voranstehenden Referate) gegen seine Auffassung von der Gesteinsdifferentiation und besonders gegen die nach Ansicht des Verf.'s hierbei die Hauptrolle spielende Kristallisations-Differentiation vorgebracht sind (dies. Jahrb. 1917. - 153—157-). In einer einleitenden Bemerkung führt er einen großen Teil der Gegengründe auf nicht genügende Beachtung des Zeitpunkts für die Kristallisations-Differentiation zurück: er habe sie wesentlich in einem früheren Stadium wirksam gedacht, als die Hauptmasse noch schmelzflüssig war, während sich die Gegengründe vielfach auf ein späteres Stadium beziehen, in dem der Schmelzfluß schon in ein „Magma im eigentlichen Sinne des Wortes“, in einen Kristallbrei übergegangen war, sich somit in einem Stadium befand, in dem nach Ansicht des Verf.'s wesentlich das Auspressen der noch flüssigen Mutterlauge als besonders wirkungsvoll für Differentiation zur Geltung kommt.

R. A. DALY hatte in seiner „Genesis of the Alkaline Rocks“ als Probe auf die BOWEN'sche Auffassung die Erklärung der Entstehung der Alkaligesteine aus basischen Magmen betrachtet, mit deren Richtigkeit die Hypothese stehe und falle. Demgegenüber betont BOWEN, daß seine Auffassung auf Experimente begründet sei, deren Verhältnisse in viel höherem Grade denen der Alkali-Kalk-Gesteine entsprechen; eine Anwendung auf Alkali-Kalk-Gesteine bedürfe daher in viel geringerem Maße der Extrapolation als auf Alkaligesteine, und es sei daher sehr wohl denkbar, daß sie für Alkaligesteine aufgegeben werden müsse und doch für die Alkali-Kalk-Gesteine ihre Gültigkeit behalte. Sodann habe er Differentiation infolge von Assimilation keineswegs in dem Grade ausgeschlossen, wie es DALY darstelle, für den Einschmelzung allerdings die weitaus wichtigste Ursache der Differentiation sei; mit Bestimmtheit wendet er sich jedoch gegen die von DALY übernommene Auffassung LOEWINSON-LESSING's, daß auch geringfügige Assimilation das „Gleichgewicht“ des Magmas störe und dieses daher in kontrastierende Teile ver falle, da weder der Begriff „Gleichgewicht“ noch der der „kontrastierenden Teile“ zu fassen sei. Gegen die entscheidende Rolle der Assimilation für den Magmazerfall spricht nach BOWEN der abkühlende Einfluß, den Fremdkörper auf das Magma ausüben müssen; gegenüber der von DALY angenommenen (experimentell unbewiesenen) Anschauung SHAND's, daß die Einschmelzung

saurer Massen durch basische ein exothermer Vorgang sei, hebt er die Beobachtung hervor, daß  $\text{SiO}_2$  in geschmolzenem Nephelin bei  $1550^\circ$  ( $400^\circ$  über dem Schmelzpunkt des Reaktionsprodukts Albit) sich nur sehr schwer löse. [Der hieraus gezogene Schluß, „that the following general equation could be written with some confidence: molten rock + solid rock = molten rock — x cal.“ scheint Ref. allerdings recht weitgehend, ganz abgesehen davon, daß in so zweifelhaften Fällen die stets den Schein mathematischer Sicherheit erweckende Form einer Gleichung wohl besser vermieden würde.]

Während in der Frage der Assimilations-Differentiation eine gewisse Annäherung an DALY's Standpunkt unverkennbar ist, steht Verf. bezüglich der Frage des Zerfalls eines Magmas in zwei nicht mischbare Partialmagmen im schärfsten Gegensatz zu DALY und GROUT. Weder ein Experiment noch ein metallurgischer Prozeß habe bisher für Silikat-schmelzen einen Anhalt für eine derartige Annahme gegeben, und den Hinweis auf zunehmende Unterkühlung durch hohe Drucke auf Grund der Versuche BRIDGMAN's, aus der ein Zerfall in nicht mischbare Flüssigkeiten folgen könnte, weist Verf. zurück, weil die Substanzen, bei denen derartige Erscheinungen beobachtet wurden, ganz andere Gefrierpunktskurven zeigen (BOEKE, Phys.-chem. Petrographie. 113), und weil Tiefengesteine, um die es sich hier handelt, niemals eine Spur von Unterkühlung erkennen lassen. Sodann führt er aus und erläutert an der Hand eines Diagramms, daß die gegen Kristallisations-Differentiation angeführten Erscheinungen, Mangel an Übergängen oder Beschränkung dieser auf schmale Zonen, erst recht gegen Zerfall in zwei gegenseitig nicht mischbare Partialmagmen geltend gemacht werden können; hierfür muß auf das Original verwiesen werden. Wer die Ausscheidung von Olivin, Magnetit, Plagioklas usw. auf die Trennung nicht mischbarer Flüssigkeiten zurückführt, nimmt stillschweigend und ohne Grund für die Reihenfolge der Abtrennung der nicht mischbaren Flüssigkeiten die gleiche Reihenfolge wie für die Ausscheidung der Kristalle an; auch der Parallelismus zwischen Differentiationsfolge und Kristallisationsfolge ist auf diesem Wege nicht zu erklären. Die Annahme GROUT's, daß die den Granophyr bildende Flüssigkeit sich erst abgeschieden hat, nachdem die Kristallisation des Magmas schon vorgeschritten war, ist von der Auffassung des Granophyrmaterials als eines sauren Kristallisationsrestes nicht weit entfernt; auf eine derartige Erklärung weisen alle die Fälle, in denen Granophyr nicht in Schlieren und konkretionsartig, sondern in Zwischenräumen der Gabbrophase auftritt, eine Erscheinungsart, die bei der Annahme eines Zerfalls in zwei nicht mischbare Magmen unerklärlich ist. An einer späteren Stelle (p. 423—426) wendet er sich gegen die Auffassung monomineralischer Schlieren und Knollen als Spaltungsprodukte, da bei höheren Temperaturen mischbare Substanzen bei niedrigeren Temperaturen nicht völlig unlöslich ineinander sein können, man also immer aus mehreren Komponenten bestehende Gebilde erwarten müßte; besonders die Olivinknollen in Basalten (auch in schmalen Gängen) sind als Zusammenhäufungen von ausgeschiedenen Olivinkristallen zu betrachten.



Den Einwurf von DALY und GROUT, daß oft nur die Extreme auftreten (Gabbro und Granit), die Zwischenstadien, die man nach der BOWEN'schen Theorie erwarten müßte, aber fehlen, sucht BOWEN durch den Einwand zu entkräften, daß eine vollständige Entwicklung nur in ganz großen Massiven zu erwarten sei. In Massen von mäßigem Umfang sei die Differentiation, wenn man sie so nennen wolle, um jeden einzelnen Kristall begrenzt, die Ausscheidung der ältesten Kristalle habe kein Sinken, sondern nur eine Bildung von Zonen um sie als Zentrum zur Folge. [Das ist doch aber die roh zentrische Struktur ROSENBUSCH's, die mit der Kristallisations-Differentiation im Sinne von BECKER und BOWEN gar nichts zu tun hat. Ref.] Wenn diese Zonenbildung von einem mäßigen Absinken der Kristalle begleitet ist, kann man die zuletzt auskristallisierende Masse sowohl als ein oberes Lager wie als Füllung der Zwischenräume der Hauptmasse des Gesteins erhalten (?). [Weshalb das „mäßige Absinken“ auf die obersten Lagen beschränkt sein soll, wird nicht angegeben: ebenso ist ganz allgemein kein Grund ersichtlich, weshalb in einem Fall Absinken der ausgeschiedenen Kristalle eintritt, in einem anderen die Trennung von Kristall und Lösung durch die eben erwähnte, als „localized mechanical separation due to zoning“ bezeichnete, ganz allgemein vorhandene roh sphärische Anordnung verhindert werden soll. Ref.]

Den Hauptgrund für die Bildung zweier nicht durch Übergänge verbundener, chemisch verschiedener Gesteinsarten aus einem Schmelzfluß, wie sie besonders in der Kombination Gabbro—Granit (Granophyr) häufig sind, erblickt Verf. in dem Ausquetschen und Auspressen der Mutterlauge aus dem Kristallbrei (Magma s. str.) in einem späten Stadium der Gesteinsbildung; dieser Vorgang tritt erst ein, nachdem die Kristallisation ein festes zusammenhängendes Netz gebildet hat, aus dem die in den Zwischenräumen befindliche Flüssigkeit durch einen Druck aus dem Kristallbrei herausgepreßt wird, wie Wasser durch den Fuß aus einem nassen Sande. Verf. erörtert mehrere einfache Möglichkeiten: wirkt auf eine erstarrende lakkolithische Masse Seitendruck, so daß der vom Magma eingenommene Raum sich weiter nach oben wölbt und seitlich verkürzt wird, so wird der saure Rest durch den Druck in den obersten Teil des Gewölbes gepreßt. Ist in der lagergangartig eingedrungenen Masse der oberste und der unterste Teil in der Kristallisation weit fortgeschritten und nur noch zwischen ihnen eine dünne Schicht flüssiger Substanz vorhanden, so wird der saure Rest durch Seitendruck nach der Mitte der sich durch den Druck dort etwas verdickenden Masse gepreßt, wodurch dieser mittlere Teil den Eindruck einer abweichend zusammengesetzten jüngeren Intrusivmasse von lagerartigem Bau hervorrufen kann, da die zunächst noch nicht auskristallisierten zentralen Teile mit ihrer primären Zusammensetzung sich natürlich von der Zusammensetzung der ihnen zunächst liegenden, aus den peripheren Teilen nach der Mitte hin gepreßten Restmagmen unterscheiden müssen. Tritt in einer lagergangartigen Masse örtlich durch Seitendruck eine starke Verdickung ein, nachdem die Kristallisation allenthalben schon weit vorgeschritten ist, so kann

sich sogar eine relativ mächtige zentrale Masse des sauren Restes bilden, deren Substanz durch eine als Filter wirkende neutrale Zone aus den sich verdünnenden Teilen der Gangmasse in die sich bildende Erweiterung hineingepreßt wird; Verf. nimmt an, daß für derartige Vorgänge mindestens 80 % der Masse auskristallisiert sein müssen.

Die Gründe gegen die Auffassung von GROUT über die Rolle von Konvektionsströmen zur Erklärung von Differentiation und von Bänderung (vgl. die vorangehenden Referate) knüpft Verf. an eine Besprechung des „Lopolithen“ von Duluth. Die große Rolle der Konvektionsströme nach GROUT bekämpft er zunächst durch den Hinweis, daß keinerlei Berechtigung vorliege, durch reichliche Kristallausscheidung ausgezeichnete Magmateile in gleicher Weise als eine durch ihr spezifisches Gewicht charakterisierte Einheit zu betrachten, wie dies DALY für die infolge ausgeschiedener Gase stark blasigen Magmenteile getan habe, ganz abgesehen davon, daß ihm die gewöhnlichen Wärme-Konvektionsströme die Annahme der GROUT'schen Zweiphasen-Konvektion überflüssig erscheinen lassen; ferner bezweifelt er, daß die Annahme GROUT's für ein Absinken von Kristallen aus derartigen Magmentteilen, während diese durch die Konvektionsströme über den Boden des vom Magma erfüllten Raumes hinweggeführt werden, besonders günstig sei. Aber auch für die Bänderung kommen derartige Konvektionsströme kaum in Frage, da das Experiment lehrt, daß in Flüssigkeiten Konvektion nicht gleichartig durch den ganzen Raum zur Geltung kommt, sondern daß die Masse sich in mehrere Flüssigkeitssäulen zerlegt, in denen die Konvektion sich durch vertikale Ströme geltend macht — man müßte daher eine vertikal stehende Bänderung erwarten. Die bei der Annahme von Kristallisations-Differentiation schwer erklärliche Tatsache, daß in dem Lopolithen von Duluth alle Plagioklase annähernd gleiche Zusammensetzung aufweisen, wird durch die Konvektionstheorie auch nicht erklärt; Verf. nimmt deswegen an, daß in diesem Falle durch Strömungen das Absinken der Kristalle stark behindert wurde, daß nur ein Teil des Olivins und der Erze in einem frühen Stadium, in einem etwas späteren ein Teil des Pyroxens absank, die Plagioklase aber in der Mutterlauge schwebend blieben und somit auch die ältesten als basische Bytownite ausgeschiedenen Zeit und Gelegenheit hatten, sich der Durchschnittszusammensetzung (Labradorit) anzupassen. Eine vom Verf. versuchte Erklärung für die Bänderung beruht auf zahlreichen Annahmen; es wird angenommen, daß das zunächst völlig homogene Magma in einen Raum intrudiert worden sei, der seine bassinartige Gestalt durch Seitendruck erst gleichzeitig mit der Auskristallisation des Magmas erhalten habe, daß gegen diesen Druck von zwei Schichten die obere in einem kristallreichen Teile sich nahezu starr verhalten habe, während benachbarte kristallärmere Teile dem seitlichen Druck nachgegeben und sich von der unteren Schicht abgehoben hätten; hierdurch seien lange schmale Zwischenräume entstanden, in die in dem Maße, wie sie sich öffneten, der flüssige Teil der oberen Schichten hineingepreßt worden sei — mit zunehmender Abkühlung und anhaltendem seitlichen Druck habe sich dieser



Vorgang vielfach wiederholt. Verf. weist darauf hin, daß ein derartiges Verhalten nur möglich ist, wenn die Kristallnetze der Lagen ganz bestimmten mechanischen Anforderungen genügen. In einem späteren Stadium, in dem die unteren Lagen völlig auskristallisiert waren, die oberen ein festes Kristallnetz mit relativ wenig Magmarest bildeten, preßte dann der anhaltende Seitendruck den noch flüssigen Rest nach oben und drückte gleichzeitig die Kristalle des Kristallnetzes zusammen. Für diese Auffassung wird auf die Gestalt des Lopolithen von Duluth hingewiesen, der an der Stelle, wo der Granophyr-Granit, das Ergebnis der Auspressung, sich befindet, eine Abweichung von der halbmondförmigen Gestalt in Form einer Ausbauchung in das Hangende aufweist.

In einem letzten Abschnitt kommt Verf. nochmals auf die Alkaligesteine zurück. An der von ihm vertretenen Entstehung foyaitischer Magmen aus granitischen durch Zerfall der polysilikatischen Alkalifeldspatmolekel in Orthosilikate und  $\text{SiO}_2$  hält er fest, ebenso an der Anreicherung der Granit-Mutterlauge mit dem für Foyaite charakteristischen Molekel  $\text{NaAlSiO}_4$ , nur glaubt er nicht mehr, daß ein Foyait durch reine Kristallisations-Differentiation aus einem granitischen Restmagma entstehen könne sondern hält ein Ausquetschen dieses Restmagmas aus dem Kristallnetz des Granits durch äußere Kräfte für erforderlich, was im Einklang mit den bekannten Anschauungen über das geologische Auftreten atlantischer Magmen stehen würde. Für den Zusammenhang der Foyaite mit granitischen Magmen spricht die vielfach beobachtete Vergesellschaftung der Nephelinsyenite mit gewöhnlichen Graniten, Nordmarkiten und kieselsäurereichen Alkaligraniten. Gegen die DALY'sche Auffassung, daß Einschmelzen von Kalkstein den Granit kieselsäurereicher mache und Alkaligesteine entstehen lasse, macht er geltend, daß man zwar oft um Einschlüsse von Quarzit in Gabbro granitähnliche Zonen, in Nephelinsyeniten solche von alkaligranitischer Zusammensetzung beobachtet habe, daß aber Einschlüsse von Kalkstein in Alkali-Kalk-Magmen immer nur Gebilde von der Zusammensetzung der Kalk-Silikatfelse, niemals solche vom Charakter der Alkaligesteine geliefert hätten.

Milch.

## Regionale Geologie.

### Schweiz.

A. Buxtorf und R. Koch: Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. (Verh. d. Naturf. Ges. Basel. 31. 1920. 113—132.)

Die Pliocänschichten haben große Bedeutung für die Entwirrung der geologischen Geschichte des Juragebirges. Aus Beobachtungen im Becken von Laufen ergibt sich, daß die weit verbreiteten Buntsandstein- und Quarzitgerölle (Wanderblöcke auf Kastelhöhe usw.) diskordant auf verschiedene Jura- und Tertiärstufen übergreifen und auch die obermiocäne

Juranagelfluß, mit der sie bisher häufig gleichgestellt wurden, deutlich überlagern. Diese „Wanderblockformation“, die stellenweise durch sandigen Lehm mit Brauneisenkonkretionen vertreten wird, ist die Ablagerung eines vom Schwarzwald kommenden, wahrscheinlich nur intermittierend fließenden Wildwassers in einem ariden Gebiet. Entsprechende Gewässer kamen weiter westlich aus den Vogesen. Nach Fossilfunden in den Vogeschottern des Elsgaus besteht die Möglichkeit, die Wanderblockformation zur pontischen Stufe zu rechnen. Es bleibt jedoch noch zu untersuchen, ob im Delsberger Becken nicht noch ältere, der Juranagelfluß entsprechende Vogeschotter vorkommen, ferner ob den Schottern auf den Höhen, die etwas anders zusammengesetzt und gelagert sind, nicht ein jüngeres, mittelplicocänes Alter zukommt. Die Lagerung der verschiedenen Tertiärschichten zeigt, daß das Juragebirge nicht durch kontinuierliche Faltung, sondern durch mehrere, voneinander durch Ruhepausen getrennte Faltungsphasen entstanden ist. Die zeitliche Datierung der einzelnen Phasen ist noch ungewiß; die letzte, morphologisch wichtigste Phase fällt etwa in das Mittelplicocän.

Hummel.

**Ernst Lehner:** Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. (Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F. 47. Liefg. II. Abt. Bern 1920. I—VI u. 1—61. Mit 1 tekt. Skizze des Kettenjuranordrandes zwischen Meltingen und Länelfingen, 1 : 50000, in Schwarzdruck, und 1 Profiltafel.)

Die Arbeit bildet den Text zur geologischen Karte Blatt Bretzwil (Siegfriedatlas), deren Drucklegung von der Schweizerischen Geologischen Kommission in Aussicht genommen ist. Der stratigraphische Teil behandelt kurz Muschelkalk bis Sequan, in etwas ausführlicherer Weise das Tertiär. Oligocän ist nur als Süßwasserablagerung vertreten, es läßt durch transgredierende Lagerung die prästampische Aufwölbung eines Tafeljuragewölbes erkennen. Untermiocän fehlt. Marines unteres Vindobon ist auf den Süden des Tafeljuras beschränkt, das Gebiet des Kettenjuras bildete eine Insel oder Halbinsel im helvetischen Meere. Die Monnterrible-Linie, das Gebiet des späteren Muschelkalkaufbruchs, ist während des ganzen Miocäns der Erosion ausgesetzt.

Die tektonische Einzelbeschreibung umfaßt folgende Teile: 1. Der Tafeljura. 2. Die Überschiebungsmassen nördlich der Triaszone. 3. Die Triaszone. 4. Die Ketten südlich der Triaszone. Der Tafeljura ist nach der Definition des Verf.'s gekennzeichnet durch die Interferenz von oligocänen, rheintalischen Störungen mit jungtertiären Falten von Kettenjura-charakter, er enthält also nicht nur reines Schollenland, sondern auch, in seinem südlichen Teile, das durch nachträglichen Schub aufgefaltete und reaktivierte Schollenland, sogar Überschiebungen kommen im Tafeljura vor. Die Grenze gegen den Kettenjura, der nur noch an seinem Nordrande durch präexistierende Störungen beeinflusst wird, bildet die Monnterrible-Linie, welche eine Strukturlinie des Grundgebirges widerspiegelt. Ein

Zusammenhang zwischen Kettenjuraquerbrüchen und alttertiären Tafeljura-verwerfungen ist auf Bl. Bretzwil nicht zu beobachten; die Kettenjura-querbrüche sind daher hier nur auf den Tangentialschub zurückzuführen. In vielen Fällen sind es reine Blattverschiebungen. Die Abscherungserscheinungen auf den verschiedenen plastischen Horizonten haben großen Einfluß auf den tektonischen Bau des Gebiets; die durch Abscherungshorizonte getrennten Gesteinskomplexe haben sich mehr oder weniger unabhängig voneinander bewegt, so daß ähnliche Erscheinungen entstehen wie am Nordrande der helvetischen Kalkalpen. Verf. lehnt den Ausdruck „Überschiebungsklippen“ für die nördlich der Triaszone dem Tafeljura aufruhenden Überschiebungsmassen ab, da nur ganz kleine Teile derselben wirklich wurzellos und den alpinen Klippen zu vergleichen sind; er spricht statt dessen von „Überschiebungs- oder Schubmassen“. Es sind Überschiebungen von mindestens 1,7 km Schubweite nachzuweisen. Im Gegensatz zu den von HEIM in der „Geologie der Schweiz“ vertretenen Anschauungen ist nach Ansicht des Verf.'s für die Entstehung dieser Überschiebungen keine besonders starke Überlastung vorauszusetzen, es genügen vielmehr die Abscherungs- und Gleitungserscheinungen, um eine allgemeine Zertrümmerung zu verhindern und die tektonische Führung zu wahren.

Hummel.

**A. Buxtorf und E. Lehner:** Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs. (Eclog. geol. Helv. 16. No. 11. 1920. 71—75. 1 Kartenskizze im Text.)

Behandelt den Bau der Montterrible-Kette bei Roche d'Or und im südlich anschließenden Teil des Clos du Doubs. Die Angaben der bisher vorhandenen Karten bedürfen der Berichtigung. Es wird festgestellt, daß eine im Elsgau nachgewiesene Verwerfung bis in den nördlichen Teil des Clos du Doubs zu verfolgen ist.

Hummel.

**H.-G. Stehlin et Aug. Dubois:** Note préliminaire sur les fouilles entreprises dans la Grotte de Cotencher (canton de Neuchâtel). (Eclog. geol. Helv. 14. 240—242. 1915.)

Die Höhle von Cotencher in den Gorges de l'Areuse liegt 400 m unter der maximalen Höhe, die der Rhonegletscher in der letzten Eiszeit erreichte. Sie wurde erstmalig in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts ausgebetet und lieferte namentlich Knochen des Höhlenbären. Auf einen Hinweis von LARDY, daß der Höhlengrund noch größtenteils jungfräuliches Gelände sei, unternahmen die Verf. eine Ausgrabung. Sie stellten das Vorhandensein von 4 Schichten fest:

- a) unzusammenhängende Stalagmitendecke,
- b) blättriger Ton, 0,6—1 m,
- c) Geröllablagerung, 1,8—2 m,
- d) bräunliche Erde mit Phosphatknollen und einzelnen Geröllen, mächtiger als 1,5 m.

Die meisten Knochen lieferte die Schicht c; 95 % derselben gehören *Ursus spelaeus* an, doch ist auch eine weitere artenreiche Fauna von Säugern und einigen Vögeln vorhanden.

Die Schicht c lieferte einige hunderte Steinartefakte vom Moustier-typus. Dieselben gleichen denen aus dem Wildkirchli.

Die Bedeutung des Fundes liegt in folgenden Umständen: Zum erstenmal lernt man hier eine Fauna der Höhlenbärenzeit und eine Moustierstation im Schweizer Jura kennen. Ferner ist dies die erste Moustierstation, die man innerhalb der Moränen der letzten Vereisung entdeckt und die mit einer glazialen Ablagerung (Schicht c) in Verbindung steht. Man darf daher hoffen, daß dieser Fund die Stellung des Moustier im System der Eiszeiten sicherstellen wird.

Otto Wilckens.

**A. Gutzwiller:** Übersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel auf dem Gebiet der Blätter 1, 2, 7, 8 und 10 der Karte 1:25 000. (Eclog. geol. Helv. 13. 352. 1915.)

Tabellarische Übersicht der Stratigraphie des Tertiärs in der Gegend von Basel. Dieselbe ist als Korrektur zu den Angaben ROLLIER's in Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. Lieferung XXV, gedacht.

Otto Wilckens.

**Alphonse Jeannet:** Observations géologiques nouvelles dans le Jura bâlois et soleurois. (Eclog. geol. Helv. 14. 680—683. 1918.)

1. Verf. hat bei Eptingen im Hauptmuschelkalk Ceratiten gefunden, wie bereits vor ihm DE VILLIERS an einer benachbarten Fundstelle.

2. Bei Wisen (östlich von Läuelfingen) wiederholt sich eine Keuper-Liasfolge viermal. Es handelt sich um Schuppenbildung (Triasschuppen des alten Hauensteintunnels).

Otto Wilckens.

**A. Buxtorf:** Bericht über den Besuch des Hauenstein-Basistunnels durch die Schweizerische geologische Gesellschaft am 13. Dezember 1913. (Eclog. geol. Helv. 13. 353—359. 1915.)

Der Tunnel wurde vom Südportal aus bis km 4 befahren. Er durchschneidet den normalen Südschenkel des Dottenberges (Effinger Schichten bis Anhydritgruppe). Dieser ist nordwärts überschoben auf Keuper, in dem eine Muschelkalkschuppe erscheint. Nach einer zweiten Überschiebung folgt der Südschenkel der Burgfluhmulde, deren Nordschenkel den Nordrand des Kettenjura bildet und auf das Tertiär des Tafeljura geschoben ist. In besonders schönen Aufschlüssen war diese letztere Überschiebung sichtbar und sodann die diskordante Auflagerung des Tertiärs des Tafeljura auf eine Unterlage von nach N immer älteren Schichten (Effinger-Hauptrogenstein). Die Juraschichten der Unterlage fallen viel steiler nach S als das auflagernde Tertiär: es war also der Südrand des Tafel-



jurass bereits vor Ablagerung des Tertiärs nach S abgelenkt. Auf dem Kellaway beginnt das Tertiär mit einem vermutlich obermiocänen, groben Basalkonglomerat, in dem neben Juragesteinen helle Quarzite und (sehr seltene) Granitgerölle auftreten. Letztere sind wohl aus den Nagelfluh-einlagerungen des schweizerischen Mittellandes herzuleiten.

Otto Wilckens.

**F. Leuthardt:** Zur Paläontologie des Hauenstein-Basistunnels. (Eclog. geol. Helv. 14. 674—677. 1918.)

Im Hauenstein-Basistunnel ist eine mehr als 70 Arten umfassende Fauna der *Sowerbyi*-Schichten an der Grenze zwischen den *Sauzei*- und *Humphriesi*-Schichten angetroffen worden. Wahrscheinlich handelt es sich um Fossilien auf sekundärer Lagerstätte. Die Fossilien treten nesterweise auf und sind von einer ockerartigen Schicht von Brauneisenstein bedeckt. Die Fossilnester schließen häufig große, von Serpeln und Bryozoen bedeckte und angebohrte Gerölle mit einer Verwitterungsrinde ein. Die Gerölle führen z. T. auch Fossilien der *Sowerbyi*-Schichten. Otto Wilckens.

**H. Schardt:** Géologie et l'hydrologie du Tunnel du Mt. d'Or, entre Vallorbe et Longeville. (Eclog. geol. Helv. 14. 30—33. 1916.)

Der für die Bahnlinie Vallorbe—Frasnes (südwestliches Juragebirge) angelegte Tunnel durch den Mont d'Or bei Vallorbe traf vom ersten Kilometer an andere geologische Verhältnisse als nach der oberflächlichen Schichtlage angenommen war. Statt eines einfachen, nach SO übergelegten Gewölbes durchbohrte er zwei Sättel aus „dalle nacrée“. Diese Falten müssen wohl in den überlagernden Mergeln der Aargaustufe erlöschen. Die Mulde von Longevilles wird von drei kleinen Synklinalen gebildet. Statt der erwarteten Wasserzuffüsse an der Grenze von „dalle nacrée“ und Aargaustufe des zweiten Teilgewölbes erfolgte erst im oberen Sequan ein Wassereintritt in den Tunnel, dieser aber mit gewaltigen Mengen, die sich nach heftigen Regengüssen bis auf 5000 sec/l steigerten. Die aus dem Tunnel ausströmenden Wassermengen richteten große Verwüstungen an und verschwemmten 17 000 cbm Schuttmassen aus dem Tunnel über das angrenzende Gelände. Die Quellen des Bief rouge versiegten und die Fabriken von Métabief verloren ihre Wasserkraft, so daß sie 5 Mill. Fr. Schadenersatz verlangten. Nachdem das französische Wasser seit dem 23. 12. 1912 in dieser Weise in die Schweiz abgeströmt war, wurde am 17.—20. Jan. 1913 das Einbruchloch durch einen Keil von 7 m Dicke geschlossen. Als bald begannen die Quellen des Bief rouge wieder zu fließen. Weiterhin wurden alle Öffnungen in den oberjurassischen Kalken verstopft und auf diese Weise das Werk glücklich zu Ende geführt.

Otto Wilckens.



**F. Leuthardt:** Ein Mammutfund im Löß von Binningen bei Basel. (Eclog. geol. Helv. **13.** 367—369. 1915.)

Westlich von Binningen bei Basel wurden im Löß Skelettreste von zwei jungen Exemplaren des Mammut gefunden. Die Knochen waren über eine Fläche von 50 qm verstreut. **Otto Wilckens.**

**L. Rollier:** Sur les étages du Lias celtosouabe. (Eclog. geol. Helv. **13.** 373—376. 1915.)

QUENSTEDT'S Einteilung des Lias in 6 Unterabteilungen entspricht vollkommen den Anforderungen, die an die Gliederung einer Formationsstufe zu stellen sind. Man muß diese Abteilungen („Etagen“) nur noch mit Bezeichnungen belegen, die von geographischen Namen hergeleitet sind. Manche der bisher vorgeschlagenen Namen sind, weil sie Schichtgruppen von anderer Begrenzung umfassen, nicht anwendbar. Bezeichnungen wie „Sinémurien“, „Liasien“, „Hettangien“, „Pliensbachien“, „Domérien“ müssen fallen. ROLLIER schlägt folgende Namen vor:

Toarcien = Lias  $\zeta$  und  $\epsilon$ . für die noch Namen einzuführen sein werden.

Charmouthien = Lias  $\delta$ ,

Robinien = Lias  $\gamma$ .

Lotharingien = Lias  $\beta$ ,

Suévien = Lias  $\alpha$  + Rhät.

Diese Bezeichnungen sollen auf die ganze baltisch-schwäbische Jura-provinz angewendet werden. [Wir glauben nicht, daß sie in den internationalen Gebrauch kommen werden. Wir könnten zwar im Deutschen vom „Robin“ sprechen (das Wort ist englisch, „Robin Hood“), aber man wird nie sagen: die Arieten liegen im „Suevisch“. Und wer würde für den Lias  $\beta$  ein „Lotharingien“ über die Lippen bringen?]

Das württembergische Rhät entspricht nach ROLLIER nicht dem mediterranen Rhät. Dieses gehört zur Trias, jenes zum Lias. Beweis: „ich meine“. Oder hat jemand diesen Nachweis geführt?

**Otto Wilckens.**

**L. Rollier:** Sur les rivages des mers médio-jurassiques et médio-crétaciques en Suisse et dans les régions limitrophes. (Eclog. geol. Helv. **14.** 11—14. 1916.)

Apt und Kellaway zeigen die gleichen Regressionserscheinungen, Oxford und Aube-Stufe leiten in ähnlicher Weise Transgressionen ein. Die Kellawayregression wird nach ihrer geographischen Verbreitung in Deutschland und der Schweiz näher besprochen. Die paläogeographischen Verhältnisse der Mittelkreide müssen unter dem Gesichtswinkel betrachtet werden, daß Pilatus, Schwyzer und Glarner Alpen, Churfürsten und Säntis von N her über die versenkte Kette geschoben sind, die früher die Vor-

alpen mit dem Rhätikon verbunden hat. In der Mittelkreide existierten zwei Meeresgolfe: einer in der Juraregion und einer in der Zone Repossin—Waadtländer und Berner Alpen—Calanda. Dazwischen lag eine Landmasse. Von diesem Standpunkte aus [den aber die Alpengeologen nicht teilen. Ref.] gewinnt die Tektonik der Alpen ein ganz anderes Aussehen.

Otto Wilkens.

**Hans Stauffer:** Geologische Untersuchung der Schilt-horngruppe im Berner Oberland. (Mitt. Naturf. Ges. Bern aus dem Jahre 1920. Heft 1. 83 p. 1 Taf. 1920.)

Die Arbeit behandelt ein Stück des Gebirges zwischen Lauterbrunnen- und Kiental. Es wird aus drei tektonischen Einheiten aufgebaut: dem Autochthonen, der Diablerets- und Doldenhorndecke und der Wildhorndecke.

I. Stratigraphie. a) Des Autochthonen. Das tiefste Glied ist der Hochgebirgskalk des Malm, an der oberen Grenze mit Korallen, *Cidaris*-Stacheln und Nerineen (Tithon, vielleicht noch unterste Kreide). Über die darüber folgenden Bildungen wird sich der Verf. nicht klar. Eine 1 m mächtige, grünschwartz anwitternde Sandsteinbank, grasgrüne Tonschieferschmitzen und einige kleine Taschen mit grünen Tonschiefern und Quarzkörnern bezeichnet er als siderolithische Bildungen und als Eocän oder Valendis. Die Kalkbreccie von Mürren mit Nummuliten, 10 m mächtig, soll ohne Grenze allmählich aus dem Valendiskalk hervorgehen. Ob die Nummuliten in den Komponenten der Breccie oder im Bindemittel stecken, ist nicht festzustellen. Für ein Äquivalent der Böhnerzformation hält STAUFFER die Bildung nicht. Das unmittelbare Hangende der Breccie ist nirgends aufgeschlossen. Es folgen schwarze Schiefer mit Kalklinsen, Lithothamnienkalk, stark abfärbende schwarze Kalkschiefer, graue, holzähnlich anwitternde Schiefer mit kleinen dunklen Punkten, dann grober, weißer bis grauer Quarzsandstein, Orthophragminenschiefer. Das gesamte Tertiär ist etwa 100 m mächtig.

b) Der vereinigten Doldenhorn — Diableretsdecke (Profil am Brünli südwestlich von Mürren). Das älteste Glied ist Öhrlikalk. Darüber liegt eine 4 m mächtige, grünschwartz anwitternde Bank, die wie Taveyannazsandstein aussieht. Nach unten verliert sich diese Sandsteinbank in Form siderolithischer Breccien in den Öhrlikalk, nach oben ist sie scharf begrenzt. Sie ist nach Ansicht des Verf.'s durch Infiltration von siderolithischem Material in dem Öhrlikalk entstanden. Sandige Kalke und Schiefer vertreten das obere Valendis, der Tschingelkalk die Hauterivestufe. Fossilien fehlen so gut wie ganz. Das Tertiär beginnt mit Kalken, in die sich Sandsteine einlagern, dann folgen graue Schiefer, hierauf Taveyannazsandstein und Dachschiefer und endlich Flysch.

c) Der Wildhorndecke. Diese Masse wurde von GERBER 1905 als „mittlere Kalkalpen“, später als „höhere helvetische Decke“ bezeichnet, BALTZER taufte sie „Kientalerdecke“. Der unterste Dogger, die Aalenstufe, besteht aus Tonschiefern, Eisensandsteinen, Echinodermenbreccien

und Quarzsandsteinen. Knorrige Eisensandsteine von rotbrauner Färbung enthalten in Linsen von eisenschüssigem dunklem Kalk eine reiche Fauna, die der gleichaltrigen Fauna von Innertkirchen und von Deutsch-Lothringen und Luxemburg sehr ähnlich ist. Auffallend ist eine Einlagerung von Echinodermenbreccie, die sich durch hochrote Anwitterungsfarbe auszeichnet. Der oberste Teil der Eisensandsteine dürfte schon ins Bayeux gehören. Im übrigen besteht dieses letztere aus den *Cancellophycus*-Schichten, die in typischer Entwicklung aus einer mehr als hundertmaligen Wechselagerung von Kieselkalk und sandig-tonigen Schieferen aufgebaut werden. Stellenweise wird die oberste Partie der *Cancellophycus*-Schichten durch Spatkalke vertreten. Die Zone der *Garantia Garanti* und das untere Kellaway bilden zusammen eine 0,60 m mächtige Serie von glaukonitischen, pyritreichen Kalken, Kalkoolithen, Echinodermenbreccien, Sandsteinen und Tonschiefern. Die Bathstufe fehlt vollständig. Das höhere Kellaway zeigt eine Mergelfazies, die durch das ganze Oxford anhält. Es sind schwarze glatte Mergelschiefer; das Oxford ist fossilreich. Die Aargaustufe wird zum Teil durch typischen Schiltkalk vertreten, zum Teil durch aschgraue, auf den Schichtflächen gelb oder rotfleckig verwitternde Mergel. Der Malm ist sehr einförmig, eine Gliederung war unmöglich. Im oberen Drittel liegt ein etwa 4 m mächtiges, schieferiges Kalkband. Eine Faziesabwicklung zeigt, daß der Dogger im großen und ganzen nach Norden an Mächtigkeit abnimmt, der Malm nach Süden. Mit scharfer Grenze liegt auf dem Malm ein schwarzbrauner Tonschiefer des untersten Valendis mit einigen Kieselkalkbänken, darüber „Knötchenschiefer“, dann *diphyoides*-Schichten, kieselige Kalke und reine Kalke (das Leitfossil wurde in 2 Exemplaren gefunden). Die folgenden grauen Kalke und Schiefer gehören wohl noch in dieselbe Zone. Sandig-kieselige, braun anwitternde Schiefer und eine Bank, die wohl als Gemsmättelschicht betrachtet werden darf, schließen das Valendis ab. Die Hauterive-Stufe wird durch hellgraue, ziemlich sandige, bankige Kalke vertreten. Die Gliederung der Kreide konnte meist mangels bestimmbarer Fossilien nur nach petrographischen Gesichtspunkten erfolgen.

II. Tektonik. a) Des Autochthonen. Es gliedert sich in eine Masse von Hochgebirgskalk unten, die die Mürrenwand bildet und in sich spitze, oft etwas verschleppte Falten aufweist, und in eine sehr plastische Hülle aus Tertiär, die zum Teil von ihrem Untergrunde tektonisch losgelöst zu sein scheint und in sich selbständig gefaltet ist.

b) Der Doldenhorndecke. Im Gebiet des Brünli südlich von Mürren liegt die mehrfach gefaltete, liegende Stirn der Doldenhorndecke. Das Streichen der Decke ist W—O. Am Brünli steigen die Faltenachsen mit 10° gegen O an.

c) Der Wildhorndecke. Die verschiedenen Gesteine dieser Decke verhalten sich der Faltung gegenüber sehr verschieden plastisch. Der Überschiebungskontakt an der Basis dieser Decke ist an mehreren Stellen aufgeschlossen, besonders gut etwas nördlich vom Übergang des Fußweges Lauterbrunnen—Mürren über den Staubbach (Eisensandstein des Doggers auf autochthonem Tertiärflysch). Die Unterfläche der Wildhorndecke

streicht O 10—12° N. Lokal kommt Verfaltung mit der Unterlage vor. Die Faltenachsen der Decke streichen O 45° N. Die Falte des Schilthorns ist in einer axialen Depression erhalten. Die Klippen des Drettenhorns, Hohgarthorns und der Lobbörner gehören zum Mittelschenkel der liegenden Schilthornantiklinale. Das Lüttschinnenatal ist ähnlich wie das Reuß- und das Kiental in eine Kulmination der Jurafalten eingeschnitten.

Der tektonische Teil der Arbeit ist von einer Tafel Profile und von zwei geologischen Gebirgsansichten begleitet. Man sieht aus ihnen, wie sorgfältig der Verf. gearbeitet hat. Der Text setzt vielfach die Kenntnis der bisherigen Literatur über das Gebiet voraus. **Otto Wilckens.**

**F. Jenny:** Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal (Glarus). (Eclog. geol. Helv. 41. 706—714. Taf. 13. 1918.)

Im untersten Sernftal findet sich eine Schotterablagerung, die eine Fortsetzung der bei Schwanden vorhandenen Kiesterrassen darstellt. Sie ist mit Moränen bedeckt und wird vom Verf. als interglazial angesprochen. Die Geschiebeauffüllung wurde durch den interglazialen Bergsturz von Glärnisch-Guppen veranlaßt, der einen Querriegel im Linthtal bildete, durch den die Linth aufgestaut wurde. Diese Aufstauung bewirkte eine Auffüllung von 30—40 m Mächtigkeit, die später, als der Bergsturzriegel durchnagt war, durch Erosion in Terrassen zerschnitten wurde.

**Otto Wilckens.**

**J. Oberholzer:** Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Glarner Alpen vom 13. bis 15. September 1917. (Eclog. geol. Helv. 14. 688—705. 1918.)

Bericht über eine dreitägige Exkursion auf den Westabhang der Schildgruppe, nach Guppen und Oberblegi, zur Lochseite und ins Luchsingtobel.

**Otto Wilckens.**

**Arnold Heim:** Zur Tektonik des Aubrig. (Eclog. geol. Helv. 14. 678—680. 1918.)

Im Großen und Kleinen Aubrig kann man von N nach S folgende tektonischen Elemente erkennen:

1. Molasse.

2. Schuppenzone von Einsiedeln: Senon, Lutetian, Stadschiefer, Wildfisch, Austernbänke. Die Leistmergel sind sehr mächtig entwickelt. Es handelt sich um eine höhere eingewickelte Schubmasse (Decke der inneren Voralpen).

3. Kreideschuppen am Nordrand des Groß-Aubrig, zur Stirn der Säntisdecke gehörend.



4. Das in der Längsrichtung zerrissene Gewölbe des Groß- und Klein-Aubrig.

5. Die Wildflyschzone von Hinter-Wäggitäl mit Gipssetzen an den Rändern (Decke der inneren Voralpen).

6. Drusbergdecke (oberer Lappen der Säntis—Wildhorndecke).

Die ursprüngliche Reihenfolge dieser Elemente von N nach S war: 1, 6, 3, 4, 2 [nicht 6, wie in der Arbeit steht. Ref.], 5.

Otto Wilckens.

---

**R. Staub:** Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassivs in Bergell. (Eclog. geol. Helv. 14. 667—668. 1918.)

Der Monte della Disgrazia besteht nicht aus Granit, sondern aus Serpentin. Man sollte daher den Namen „Disgraziamassiv“ durch „Bergeller-massiv“ ersetzen.

In Bergell treten die Margna-, die Suretta-, die Tambodecke, die Serpentine von Chiavenna und die kristallinen Gesteine der Aduladecke mit dem Bergellergranit in Kontakt. Der Bergellergranit durchbricht nicht nur die großen Deckengrenzen, sondern auch die kleinsten Spezialfalten in den einzelnen Decken und komplizierte Verfaltungen zweier Decken.

Otto Wilckens.

---

**J. Oberholzer:** Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarner Alpen. (Eclog. geol. Helv. 14. 668—669. 1918.)

Im Flyschgebiet zwischen Ganixerpaß und Ragaz ist der Kontakt zwischen Wildflysch und helvetischem Flysch tektonischer Natur. Wildflysch und Blattengratschichten mit ihren Nummulitenbänken können nicht, wie ROTHPLETZ und BOUSSAC es getan haben, als verkehrter Mittelschenkel der Glarnerdecke aufgefaßt werden. Es gibt keinen Übergang zwischen Wildflysch und helvetischem Lutetian. Der Wildflysch erscheint in die zu den parautochthonen Decken gehörenden Synklinalen der Sandsteindachschiefergruppe eingewickelt. Er gehört einer besonderen Decke an, die vor der Entstehung der helvetischen Decken über das Faziesgebiet dieser letzteren hinüberschoben wurde.

Otto Wilckens.

---

**Louis Rollier:** Über alpine Kreide- und Nummuliten-Formation. (Eclog. geol. Helv. 14. 669—674. 1918.)

Verf. hat „nach dreijähriger fleißiger Begehung des Kreide- und Eocängebietes zwischen Reuß und Rhein“ „eine überraschend wichtige Korrektur zu den bisherigen Anschauungen über die alpine Kreide- und Eocänstratigraphie zu machen“. Die Nummulitenschichten sind nicht alle tertiär; es gibt auch kreidische Nummulinen und Assilinen. Verf. hat im Brülisauer Tobel Inoceramen in Mergeln gefunden, die zwischen Grünsandsteinbänken mit Assilinen, Nummulinen und Orbitoiden liegen und gleich-



zeitig *Ananchytes ovata* u. a. Senonfossilien führen. „Von tektonischen Störungen kann in den von mir aufgenommenen Stellen keine Rede sein und wo solche vorkommen, sind sie auf die aufgestellte Schichtfolge nicht von Belang.“

In der Diskussion protestieren SCHARDT und LUGEON energisch gegen diesen Versuch, die normale Folge der Schichten auf Grund von Beobachtungen umzuwerfen, die in einem stark dislozierten Gebiet gemacht sind.

[In ROLLIER's Ausführungen spielt auch die angeblich carbonische, in Wahrheit tertiäre *N. pristina* BRADY eine Rolle. Ref.]

Otto Wilckens.

**A. Buxtorf:** Über das mutmaßliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. (Eclog. geol. Helv. 14. 663—665. 1918.)

Bei Beckenried tritt ein Konglomerat auf, das vom Alter des Lutetians ist und Gerölle und Blöcke von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk enthält. Man muß daraus schließen, daß im Gebiet des späteren Seelisberggewölbes (Drusbergdecke) Dislokationen vorhanden waren, an denen diese Kreidehorizonte in das Meer des Lutetians aufragten, so daß sie diese Blöcke und Gerölle liefern konnten. Mit ähnlichen Verhältnissen muß bei der Entstehung des Auversian-Konglomerates von Ober-Lohegg am Schimberg gerechnet werden.

Während diese Brüche unserer Beobachtung nicht zugänglich sind, kennt man solche dagegen im westlichen Abschnitt der Axendecke auf beiden Seiten des Urner Sees. Es ruht z. B. unten an der Axenstraße das Lutetian auf oberem Schrattenkalk, etwas östlicher und höher am Hang ebenfalls, dazwischen aber auf Seewerkalk, der von Gault und Schrattenkalk unterlagert wird. Das Lutetian scheint demnach über einen Graben, in dem Gault und Seewerkalk enthalten war — während in den Randschollen die Oberfläche von Schrattenkalk gebildet wurde —, transgrediert zu haben. Allerdings müssen diese alten Brüche bei der späteren Alpenfaltung reaktiviert sein.

Otto Wilckens.

**Peter Christ:** Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn—Arvigrat am Vierwaldstättersee. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XII. Liefg. VIII + 62 p. 2 Textfig. 5 Taf. 4°. Bern. In Komm. bei A. Francke (vormals Schmidt & Francke) 1920. Preis 6 Fr.)

Stanserhorn und Arvigrat bilden das Nordende derjenigen Bergkette, die das Melchtal und das Engelberger Tal trennen. Sie sind ortsfremde Klippen, bestehend aus Trias, Jura und Kreide, und ruhen auf Flysch, der seinerseits auf einer Unterlage aus Kreidesteinen der helvetischen Decken liegt.

## 1. Stratigraphie der Klippengesteine.

I. Trias. Sie bildet den Fuß der beiden Klippen. Mancherwärts vollständig erhalten, ist sie an anderen Stellen durch Verquetschung stark reduziert, ja sogar verloren gegangen. Die besten Aufschlüsse boten die jetzt durch Rutschungen begrabenen Stollen und Tagebau der Gipsbrüche von Rohren am Stanserhorn. Hier waren 64 m einer Wechsellagerung von bunten Mergeln, Rauhwacken, rotem und weißem Gips aufgeschlossen. Der Gips geht in 30 m Tiefe in Anhydrit über. Eine höhere stratigraphische Lage nehmen an anderen Stellen Dolomite mit Mergellagen ein. Am Arvirgrat fehlt der Gips; die Dolomite bilden auch hier das oberste Glied der Trias. Der weiße Gips wird als fraglich ladinisch, der rote Gips und die mit ihm vergesellschafteten Gesteine als karnisch, die oberen Mergel und Rauhwacken als norisch angesprochen. In den zentralschweizerischen Klippen s. s. (Stanserhorn—Buochserhorn, Arvirgrat—Musenalp—Klewenstock) zeigt die Trias überall ziemlich die gleiche Ausbildung. Bemerkenswert ist, daß TOBLER auf der Musenalp in fein kristallinen Dolomiten *Myophoria Whateleyae* v. BUCH gefunden hat. CHRIST gibt ferner ein Profil durch die in 38 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Triasbildungen südlich unterhalb Zwischenmithen, deren untere 25 m aus schwarzen und braunen, stellenweise sandigen Mergeln mit Dolomitbändern und Equiseten in den liegenden Partien bestehen. Diese Equisetenmergel hält CHRIST für eine nur lokale Erscheinung. Die Trias der Klippen am Vierwaldstättersee stimmt mit derjenigen in der nördlichen Zone der mittleren Voralpen überein.

II. Rhät. Am Stanserhorn bietet der „Lückengraben“ ein Profil durch das Rhät, das von MOESCH entdeckt, von TOBLER untersucht (unpubliziert; die Fossilien wurden beschrieben durch W. SCHMIDT in Mitt. Geol. Ges. Wien. 2) und nun durch CHRIST mit Hilfe von Schürfungen ganz genau aufgenommen ist. Es werden 71 Schichtglieder unterschieden, die 48 m Mächtigkeit besitzen (wovon 12 m nicht aufgeschlossen). Die Gesteine sind Kalke, Mergel, auch Tone, von grauer und bräunlicher Farbe. *Avicula contorta* geht so ziemlich durch die ganze Schichtserie hindurch, oben und unten finden sich reiche Zweischalerfaunen. Dasselbe Fossil findet sich auch im Profil westlich Holzwang, in Blöcken auf der Alp Kohleren. Im Brandgraben fand TOBLER eine 2 cm mächtige Bank mit *Terebratula gregaria*. Am Arvirgrat (Südfuß) ist ein Rhätprofil von 16 m Mächtigkeit ohne Fossilien aufgeschlossen, westlich des Arvisattels wurde *Avicula contorta* angetroffen. Am Stanserhorn und Arvirgrat zeigt das Rhät vorwiegend die schwäbische Zweischalerfazies; die karpathische Brachiopodenfazies (nach W. SCHMIDT charakteristisch für das Buochserhorn) tritt in einzelnen Bänken auf. Abgesehen von kleinen Faziesunterschieden und der sehr viel geringeren Mächtigkeit, stimmt das Klippenrhät gut mit dem der Klippendecke in den Voralpen überein.

III. Unterster Lias (Hettinger Stufe) kommt am Südfuß bei den Klippen vor, fehlt dagegen aus tektonischen Gründen an ihrer Nordseite. Die Fazies ist mitteleuropäisch, mit schwachem alpinen Einschlag. Die Gesteine (Kalke, Mergel, Echinodermen- und Dolomitbreccien) sind fast

durchgängig sandig oder quarzitisch. Mächtigkeit etwa 70 m. Reiche Fauna im Brandgraben und an der Gelben Fluh am Stanserhorn. Die Grenze gegen das Rhät wird durch den Wechsel zwischen dolomitischkalkiger und sandiger Ausbildung der Gesteine gegeben. Helle dichte Kalke sind das oberste Glied der Abteilung. Von den Klippen hat nur das Buochserhorn Hettinger Stufe geliefert; in der Klippendecke der Voralpen stimmt am besten der unterste Lias des „Massif des Bruns“ mit dem der Klippen überein.

IV. Übriger Lias. Die Gesteine sind meist graue kieselige Kalke, unten auch Dolomitbreccien. Dicht über der Hettinger Stufe liegen lichte Kalke mit Silexlagen und -schnüren. Höher tritt eine Bank mit Brachiopoden auf. Der Lias  $\beta$  ist schwach glaukonitisch. Der mittlere Lias ist sehr fossilarm. Der obere Lias beginnt mit dunkelgrauen bis schwarzen tonigen Schiefeln; darüber folgen Kalke mit Mergellagen. Die Grenze gegen den Dogger ist unscharf. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtfolge beträgt etwa 180 m. Der ganze Lias ist in einer nördlichen Zone der Klippen (Stanserhorn—Buochserhorn) etwas anders ausgebildet als in einer südlichen (Arvigrat—Musenalp). In jener ist der Oberlias gut ausgebildet und bathyal, der Unterlias wechselnd brecciös und kalkig, in dieser fehlt der Oberlias, der Mittellias ist sehr kieselig, der Unterlias neritisch.

V. Dogger. Es lassen sich ein unterer *Zoophycus*-Dogger (dünne, etwas sandige Mergelkalkbänke und Schiefer) und eine obere Abteilung unterscheiden, die aus grobgebankten, rauhen, dunklen Spatkalken und darüber folgenden glimmerreichen Sandkalken mit Pflanzenresten besteht. Ersterer umfaßt die Schichten von der *Sowerbyi*- bis zur *tripartitus*-Zone, letztere entspricht der oberen Bath-Stufe. Die ganze Ausbildung ist die des *Zoophycus*-Doggers der Voralpen. In den Klippen findet sich die gleiche Ausbildung am Buochserhorn und am Jänzimattberg westlich Giswyl. An den Mithen und am Rotspitz vertritt dagegen den Dogger die „Rämsibreccie“. Im oberen Dogger des Steinbergs am Stanserhorn finden sich Gerölle aus Dolomit, Quarzit, dunklem Kalk und roten und dunkelgrünen Quarzporphyren. C. SCHMIDT stellte fest, daß den letzteren die Erscheinungen der Dynamometamorphose fehlen, die den zentralalpinen kristallinen Gesteinen niemals abgehen. Die Porphyre stimmen mit denen der bunten Nagelfluh der Voralpen überein.

VI. Malm. Mächtigkeit etwa 300 m. Unten hellgraue, dichte Kalke (70 m) mit Belemniten, darüber konkretionäre Kalke der Aargau-Stufe, koralligene Kalke und Trochitenbänke des Sequans und unteren Kimmeridge und dichte Kalke, namentlich unten mit Silexknollen (oberes Kimmeridge und Portland). Diese Ausbildung gleicht der in den anderen Klippen und in den mittleren Voralpen.

VII. Kreide. Dichte, im Bruch glatte Kalke, die auf hellgrauer Grundfarbe dunkle Flecken und Schlieren zeigen. mit dünnen, dunklen Schieferzwischenlagen. In den Kalken häufig Hornsteine. Alter: Valendis bis Hauterive. Die Fazies ist dieselbe wie in der Zone des *Zoophycus*-Doggers in den Voralpen.

Couches rouges sind in einzelnen Blöcken gefunden.

## 2. Flysch der Klippenunterlage.

Die Klippen liegen nicht unmittelbar auf helvetischen Sedimenten, sondern auf Wildflysch, der zusammen mit dem Gips der Klippentrias als „Schmiermittel“ bei der Überschiebung gewirkt hat. Stellenweise sind in den Wildflysch Pakete von helvetischen Wangschichten eingewickelt.

## 3. Quartärablagerungen und Oberflächengeologie.

In diesem Abschnitt werden behandelt: die Moränen des Aare- und Engelberger Gletschers, die Abrutschmassen, Bergstürze (prähistorisch und postglazial!), Gehängeschutt, Bachschuttkegel und Quellen.

## 4. Tektonik.

Es sind genügend Anfschlüsse vorhanden, die die Wurzellosigkeit der Klippen beweisen. Das Stanserhorn zeigt Muldenbau, der namentlich in der Wand der Malmkalke deutlich ist. Die Unterkreide bildet den Muldenkern. Der Nordschenkel fällt flach nach S, die Muldenbiegung vollzieht sich in zwei stumpfen Winkeln, der Südschenkel ist saiger oder überkippt. Die Schichtfolge des Nordschenkel ist tektonisch reduziert. Die Auflagerungsfläche der Klippe ist nicht eben, sondern transversal zur Streichrichtung der Mulde gewellt. Die Transversalmulden sind mit angestauten Rauhvaccken und Gipsmassen erfüllt. Zwischen den Kalken des Malms und oberen Doggers einer- und dem Lias andererseits herrscht unharmonische Faltung: der Lias zeigt mehr Biegungen.

Der eigentliche Arvirglat bildet eine mit 20—40° gegen N geneigte Sedimentplatte, deren tiefere Formationen sich gegen N ausspitzen. Hand in Hand geht dies mit einer flexurartigen Schichtknickung. Nördlich vom Arvirglat liegt eine zweite Schichtplatte, über die diejenige des Arvirglates hinübergeschoben ist.

TOBLER hat die zentralschweizerischen Klippen nach ihren stratigraphischen Eigentümlichkeiten in zwei Zonen eingeteilt: eine innere mit transgressiv lagerndem *Mytilus*-Dogger und überschobener Hornflubbreccie und eine äußere mit *Zoophycus*-Dogger und vollständiger Schichtfolge. In jener liegen die Mithen, Klippen vom Iberg und die Giswyler Stöcke, in dieser Buochserhorn, Stanserhorn, Rotspitz sowie Klewenalp, Musenalp, Arvirglat, Alpboglerberg.

Dagegen hat R. STAUB (Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen) neuerdings die Auffassung vertreten, daß Mithen und Rotspitz in eine Zone gehörten, die primär nördlich des *Zoophycus*-Doggers gelegen habe. Auf Grund seiner Beobachtungen in den Giswyler Stöcken schließt CHRIST sich STAUB an, indem er zu folgender Einteilung der Klippen kommt:

1. Innere südliche Zone: Iberger Klippen z. T., eigentliche Giswyler Stöcke. Sie entsprechen dem Innenrand der mittleren Voralpen (Spielgertenzone) und sind charakterisiert durch das Vorhandensein von ostalpiner Trias und das Fehlen von Lias und Dogger.

### 2. Mittelzone:

a) Klewenalp, Musenalp, Arvirglat. Sie entsprechen dem südlichsten Teil der Zone des *Zoophycus*-Doggers der Klippendecke und werden



charakterisiert durch helvetisch-penninische Trias, wenig mächtiges Rhät, klastischen Unterlias, *Zoophycus*-Dogger und unterkreidische Fleckenkalke.

b) Buochserhorn, Stanserhorn. Sie entsprechen dem mittleren Teil der *Zoophycus*-Doggerzone. Trias wie bei a, Rhät, Unter- und Mittellias gut entwickelt und fossilreich, *Zoophycus*-Dogger, mächtige Fleckenkalke der Unterkreide.

c) Jänzimatberg. Trias wie vorige, Rhät und Unterlias geringmächtig oder fehlend, Mittellias fossilreich, *Zoophycus*-Dogger.

### 3. Äußere, nördliche Zone.

a) Rotenfluh, Rotspitz. Trias helvetisch-penninisch, Lias nur spurenweise, Dogger kieselig-spätig bis brecciös, neocome Fleckenkalke geringmächtig. Couches rouges.

b) Mithen. Trias wie vorige, Lias wahrscheinlich als Kieselkalk von geringer Mächtigkeit entwickelt, Dogger brecciös („Rämsibreccie“). Malm klotzig, transgressiv überlagert von Couches rouges.

Nimmt man diese Gliederung an, so wird die (tektonisch unbeweisbare) Annahme hinfällig, daß die Mithen über die Rotenfluh, die Rotspitz über den Jänzimatberg hinübergeschoben sei.

Die einzelnen Klippen stehen ohne tektonischen Zusammenhang und sind einzelne Schollen. Die Annahme, daß die Klippen nicht Teile einer über die Alpen ausgedehnten Klippendecke, sondern losgerissene und passiv nordwärts verfrachtete Einzelschubmassen sind, hat daher viel Wahrscheinlichkeit für sich.

Otto Wilckens.

**Arnold Heim:** Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen. (Eclog. geol. Helv. 14. 228—229. 1916.)

Die südliche Fazieszone des helvetischen Deckengebietes besitzt die vollständigste, die nördliche die lückenhafteste Schichtfolge.

Die Gegend der Windgälle bildete einen aus kristallinen Gesteinen bestehenden Rücken, über den von N und von S her die Sedimente des Mesozoicums transgredierten (bis zur Ablagerung des Bayeux). Dieser Rücken streicht über Fernigen nach SW fort, scheint sich aber gegen O zu verlieren. Dieser Rücken blieb wohl bei der Transgression der Mitteltrias als Insel bestehen. Im älteren Lias trat eine Regression in der nördlichen Zone ein, worauf in der Aalen-Zeit wieder eine Transgression folgte, die im Bayeux auch den Windgällenrücken überflutet, ein Zustand, der in der Kreide meist anhält.

Innerhalb des Jura treten einige Diskontinuitäten auf: eine zwischen *Opalinus*-Schiefer und Echinodermenkalk (Aalen—Bayeux) nördlich des Windgällenrückens, eine unter dem Eisenoolith des Kellaway (Fehlen des Bath) südöstlich, östlich und nordöstlich dieses Rückens, und eine über dem Kellaway (Fehlen des Oxford) mit örtlicher Ausnahme der Windgälle im ganzen helvetischen Faziesgebiet östlich der Reuß.

Otto Wilckens.



**Ed. Gerber:** Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachselhausen im Lauterbrunnental. (Eclog. geol. Helv. 13. 366. 1915.)

Die vom Verf. gesammelte Rhätf fauna besteht aus 14 Arten von Bivalven, darunter *Avicula contorta*. Otto Wilckens.

**E. Argand:** Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915. (Eclog. geol. Helv. 14. 192—204. 1916.)

Bericht über eine Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft von Zermatt auf den Riffelberg und Gornergrat, nach Trift, den Kühberg und den Gipfel 3357 zum Studium der penninischen Decken unter Führung von E. ARGAND. Otto Wilckens.

**M. Lugeon:** Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. (Eclog. geol. Helv. 14. 217—221. 1916.)

Der Flysch, der bei Habkern die berühmten exotischen Blöcke enthält, ruht unmittelbar auf Nummulitenschiefern der Wildhorn-Decke. Die von BECK als exotische Kreideblöcke betrachteten Globigerinenkalke gehören nach LUGEON zum Flysch, dessen Alter BOUSSAC als mitteleocänisch bestimmt hat. Wenn BECK in Kalklinsen Aptychen gefunden hat, so ist das entweder so zu erklären, daß eine Kreideschuppe tektonisch in den Flysch gedrungen ist, oder so, daß sie einem exotischen Block entstammen, der dieselbe Fazies wie der Flysch besitzt. Die exotischen Blöcke werden im Flysch um so reichlicher, je mehr er, unter Zurücktreten der zoogenen, eine terrigene Fazies annimmt. Die exotischen Blöcke müssen also in das Meer gerutscht sein, in dem sich die schlammigen Materialien abgelagerten. Sie müssen also von einer nahen Küste stammen.

Die Niesendecke und der Habkernflysch sind keine tektonische Einheit. BECK's Bezeichnung „Niesen-Habkerndecke“ muß aufgegeben werden. Der Beweis ist durch folgenden Fund erbracht: Am Torrent de Culand [Nebenbach der Grande Eau, Bez. Aigle. Ref.] fand LUGEON Flysch mit exotischen Blöcken (Granite, Globigerinenkalk, grüne Quarzite), der mit dem Habkernflysch übereinstimmt. Dieser Flysch liegt auf dem Nordabfall der Diableretsdecke auf einer Schuppe oolithischen Orbitolinenkalkes (Barrême), die ihrerseits dem Flysch der Diableretsdecke aufgelagert ist. Der Niesenflysch dagegen, der nie die Globigerinenkalke und die grünen Quarzite führt, überdeckt die Gesamtheit der Schuppen der inneren Voralpen. Der Habkernflysch gehört also zu den inneren Voralpen. Dasselbe gilt auch von den Leimernschichten. Die Niesendecke ist eine Verzweigung der Gr. St. Bernhardsdecke. Die Decke der inneren Voralpen dagegen wurzelt tiefer und vor der Decke des Gr. St. Bernhard. Die exotischen Blöcke von Habkern sind also Bestandteile eines terrigenen Sedimentes und

stammen aus einem Gebiet, das heute unter den penninischen Decken liegt oder an der Stirn der tiefsten derselben.

In der Diskussion begrüßt SCHARDT die Bestätigung seiner 1891 ausgesprochenen Auffassung von der Natur des exotischen Flyschmaterials. BECK erwidert, daß der Habkernflysch, wenn seine Wechsellagerung mit den Globigerinenschichten primär wäre, cretacisch sein müßte (wegen der Aptychen). Er ist aber aufs intensivste verquetscht. Die Granitblöcke von Habkern sind vielleicht nur tektonisch isolierte Komponenten eines gewaltigen Konglomerates.

Otto Wilckens.

**Arnold Heim:** Der Kontakt von Erstfeldergneis und Trias am Scheidnössli. (Eclog. geol. Helv. 14. 230—232. 1916.)

Eine Untersuchung des bekannten Aufschlusses am Scheidnössli (Trias auf Gneis) hat den Verf. dazu geführt, die gefaltete „Arkose“ (W. STAUB und B. G. ESCHER) als prätriadisch verwitterten Erstfeldergneis zu betrachten. Die Einschlüsse von Dolomit in dem Gneis (einen fluidal gefalteten Orthogneis) sind als magmatisch zu betrachten. Die alte Gneisoberfläche wird durch einen geringmächtigen, stellenweise aussetzenden Arkosesandstein eingeebnet. Darüber liegt die mittlere Trias: erst Sandsteine, dann 4,8 m Wechsellagerung von Sandstein und Dolomit, dann 15 m Rötidolomit und hierauf Dogger.

In der Diskussion betont HUGI die Verschiedenheit der Dolomiteinschlüsse von den Kontaktschollen in den Gneisen des zentralen und westlichen Aarmassivs, während SCHARDT sie als Sekretionen ansprechen möchte.

Otto Wilckens.

**Albert Heim:** Die Jura mulde von Fernigen. (Eclog. geol. Helv. 14. 232—233. 1916.)

Im Kalkkeil von Fernigen liegt auf Sericitschiefern oder etwas Sericitsandstein oder höchstens 50 cm mächtigem Rötidolomit Kalk (5—12 m) der Bayeux-Stufe mit einem sandigen Grundkonglomerat mit Rötidolomitgeröllen. Es folgen 1—10 m *Parkinsoni*-Schiefer und -Kalk, 0,5—5 m Eisenoolith des Kellaway, 0,25—1 m Schiltkalk, 10—20 m „Schiltschiefer“, dann Hochgebirgskalk. Der Kalkkeil läßt sich auf 15 km verfolgen. ARBENZ vermutet mit Recht die Fortsetzungen im Jungfrau keil einer-, in der Windgällenfalte andererseits. Der Kalkkeil ist durch die tertiäre Gebirgsfaltung entstanden.

Otto Wilckens.

**Gerhard Henny:** Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinariques dans les environs du massif de l'Adamello. (Eclog. geol. Helv. 14. 233—239. 1916.)

Die Zone des Canavese, gelegen zwischen der Zone Sesia-Lanzo und der Dioritzzone von Ivrea, zeigt einen sehr mannigfaltigen Aufbau aus Graniten, Porphyren, mesozoischen Sedimenten, Grünschiefern usw.

ARGAND sucht in ihr die Wurzel der rhätischen Decke, LUGEON auch die Wurzel derjenigen der mittleren Voralpen. Im West- und im Ostteil dieser Zone treten Sedimente dinarischen Charakters auf. Daraus ist zu schließen, daß eine Antiklinale („insubrische Antiklinale“) existiert, deren Kern die Dioritzone von Ivrea und deren Nordschenkel die Zone des Canavese bildet. Dann muß die Wurzel der ostalpinen Decken in dieser letzteren liegen. Nördlich der dinarischen Kalke von Dongo am Comer See herrscht N—S-Streichen. Die alpino-dinarische Grenze beschreibt hier eine scharfe Krümmung. Die Grenze verläuft zwischen den Kalken von Olgiasco und Dongo einer- und denen von Gravedona und Dubino andererseits. Im Veltlin dehnt sich die Zone des Canavese beträchtlich aus. Hier sind die höheren und daher breiteren Teile der Wurzeln erhalten. Weiter östlich ist angeblich die Tonalelinie die Grenze zwischen den Edolo- und den Tonaleschiefern und zwischen Alpen und Dinariden. HENNY hat diese Grenze nicht finden können. Die genannten Schiefer gehen ineinander über, die alpino-dinarische Grenze liegt südlich der Edoloschiefer. Bei Malonno liegen carbonische Quarzite, Grödener Sandstein und Werfener Schichten mit *Naticella costata*. Die dinarischen Schichten fallen mit 40—50° unter die alpinen. In der Val d'Aglione erkennt man die Fortsetzung der insubrischen Antiklinale. Östlich der Val Camonica folgt die alpino-dinarische Grenze der Val Gallinera und verliert sich im Adamellomassiv. Östlich desselben fallen die dinarischen Kalke auf der Nordseite des Soletales unter das alpine Kristallin. Diese Erscheinung läßt sich nach S bis zum Monte Sabbione verfolgen. Von diesem an nordwärts ist also die Judikarienlinie keine normale Verwerfung, sondern die Linie der Auflagerung der Alpen auf die Dinariden. Südwärts von ihm ist die Judikarienlinie nur die Grenzlinie zwischen dem dinarischen Kristallin und der dinarischen Sedimenthülle.

Der Adamellostock durchschneidet somit die alpino-dinarische Grenze und ist jünger als die Alpenfaltung, ebenso wie der Diorit von Brusso, der Syenit von Biella und der Granit der Disgrazia.

Den Schluß der Mitteilung bildet eine Auseinandersetzung, wie der Verf. sich den Verlauf der alpinen und dinarischen Faltung denkt.

Otto Wilckens.

---

M. Lugeon: Recherches dans le massif de la Dent de Morcles. (Eclog. geol. Helv. 14. 14—15. 1916.)

Bemerkungen über den Bau der Carbonsynklinale der Dent de Morcles und Berichtigungen zur RENEVIER'schen Karte dieser Gegend. Das Ostende des Mt. Blanc-Massivs zeichnet sich in der gleichen Weise wie das Westende des Aarmassivs durch das Auftreten kristalliner Schuppen und eine starke Reduktion des verkehrten Schenkels der tiefsten helvetischen Decke aus.

Otto Wilckens.

**Ch. Sarasin:** La géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande-Eau. (Eclog. geol. Helv. 14. 33—34. 1916.)

Zwischen der Paßzone und der mesozoischen Schuppe des Chamossaire und des Ormontstales bestehen große stratigraphische Unterschiede. Trias und Jura des Chamossaire gleichen sehr denen der Brecciendecke, der der Chamossaire offenbar angehört. Seine Schuppe bildet eine liegende Synklinale, die südwärts tief in die inneren Voralpen hineindringt und sich in die Synklinale zwischen Diablerets- und Wildhorndecke hineinschachtelt. Die Decke der mittleren Voralpen fehlt, wohl infolge von Ausquetschung.

Otto Wilckens.

**Fr. de Loys:** Sur la présence de la Mylonite dans le Massif de la Dent du Midi. (Eclog. geol. Helv. 14. 36—37. 1916.)

Man hat bisher an der Dent du Midi unterschieden: 1. autochthone Basis; 2. mächtigen transgressiven Flysch; 3. Moreles-Decke. Verf. hat am Col des Dardeux zwischen 2. und 3. im Tertiär einen Granit-Mylonit aufgefunden; 3. wurzelt somit in der Mulde von Chamonix und wird von einer vorgezerrten Schuppe aus dem Arguilles Rouges-Massiv unterlagert.

Otto Wilckens.

**E. Hugli:** Kontaktschollen im Gneis des oberen Lauterbrunnentales. (Eclog. geol. Helv. 13. 359—365. 1915.)

1. Verf. bestätigt SAUER's Ergebnis, daß die sog. Gneise des Lauterbrunnentales granitischer Natur sind.

2. Dieser Granit schließt zahlreiche Schollen ein, die kontaktmetamorph sind, vom Granit injiziert werden und endogene Kontakterscheinungen hervorgerufen haben. Diese „Kontaktschollen“ haben sehr verschiedene Gestalt und Ausdehnung und sind Marmore, Kalksilikathornfelse, Glimmer- und Hornblendeschiefer. Verschiedene dieser Vorkommen werden eingehender geschildert.

3. Der Granit des Lauterbrunnentales und der mit ihm identische Innertkirchener Granit sind älter als der Gasterengranit, denn letzterer sendet aplitische und pegmatitische Injektionen in erstere. Man sieht dies sehr schön an den Rundhöckern, die der stark zurückgeschmolzene Tschingelgletscher vor seiner Zunge freigegeben hat. Diese Gänge stimmen ganz mit der Randfazies und den Gängen des Gasterengranits überein, während ähnliche Gesteine in der nördlichen Gneiszone und im Aarmassiv unbekannt sind. Zu dieser Altersbestimmung ist auch KOENIGSBERGER gekommen.

Otto Wilckens.

**H. Preiswerk:** Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. (Eclog. geol. Helv. 13. 169—178. 1914.)

Die Mitteilung ist eine Erwiderung gegen ROTHPLETZ und ARNDT. Letzterer hält die „Gerölle“ von Lavin für Apophysen. Aus ARNDT's



Beschreibung geht hervor, daß granitisches bzw. aplitisches Material vom Antigoriogneis losgetrennt und in den Triaskalk eingebettet wurde. Ihre jetzige Formen verdanken die Einschlüsse der Auswalzung und Pressung. Die Apliteinschlüsse und der Marmor, in dem sie liegen, verfließen miteinander ohne scharfe Grenze. Demnach haben der Marmor und die Einschlüsse sich nicht mehr gegeneinander verschoben, seitdem der Kalk seine jetzige kristallinische Beschaffenheit erhalten hat. Die Einschlüsse haben also schon vorher ihre ellipsoidische Gestalt besessen und sind vom festen Antigoriogneis losgetrennt. Kalk und Gneis haben dann dieselbe Umkristallisation erlitten, nämlich diejenige aller Simplongesteine. Diese ist postliasisch. Die „Kontaktmineralien“ sind vorhanden, müssen aber auf eine letzte Kristallisationsphase zurückgeführt werden und mögen unter der Einwirkung eines wenig tief gelegenen Magmarestes oder durch die Wirkung der Tiefenstufe entstanden sein. Das Gestein der Gerölle von Lavin hält PREISWERK für rekristallisierten verwitterten Granit.

Die Vorkommen von Eisten und Im Stafel sind gleichfalls Gerölle. Weitere Konglomerate finden sich am Hohsandgletscher und bei Campo im Bavonatal.

ROTHPLETZ und ARNDT meinen, daß SCHMIDT und PREISWERK im Simplongebiet die Trias nach dem Merkmal hoher Kristallinität ausgeschieden haben. Dies Merkmal stelle sich aber immer da ein, wo die Kalkgesteine an Orthogneis grenzen. Wären nur die Dolomite und Gipse als Trias kartiert, so würden die durchgehenden Triasbänder der SCHMIDT-PREISWERK'schen Karte stark durchlöchert werden. Demgegenüber ist zu bemerken, daß der Triaskalk sich durch den geringeren Tongehalt gut von den Kalkschiefern jüngeren Alters unterscheidet. Auch liegt die Trias auch vielfach auf Paragneisen, wenn sie auch auf den Orthogneisen meist mächtiger ist. Die angeblichen zwei Faltenysteme im Simplongebiet werden durch die Neigung der Achsen der SW—NO streichenden Falten vorgetäuscht. Allerdings ist das Deckensystem nachträglich nochmal als Ganzes gefaltet.

Otto Wilckens.

J. Koenigsberger: Zur Abtrennung des Erstfelder- vom Aarmassiv und ergänzende Beobachtungen im Aarmassiv. (Eclog. geol. Helv. 13. 178—184. 1914.)

Im Gegensatz zu W. STAUB hält KOENIGSBERGER die Abtrennung eines Erstfeldermassivs vom Aarmassiv nicht für angängig. Auch betrachtet er, anders als W. STAUB, den Gasterengranit als jünger als die kristallinen Schiefer. Es haben in den Gneismassiven Förderungen von saurem Magma in mehrfacher Folge stattgefunden: Orthogneise, Injektionsgneise, Granit, Porphyre sind ihr Ergebnis in der zeitlichen Reihenfolge. Zum Schluß werden einige Unterschiede in der Karte des Verf.'s und derjenigen W. STAUB's diskutiert.

Otto Wilckens.



**J. Oberholzer:** Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth. (Ecol. geol. Helv. 13. 369—372. 1915.)

Wie auf der West-, so besteht auch auf der Ostseite des Linthtales das Glarner Gebirge aus mehreren Überschiebungsdecken.

Die Schilt—Mürtschenstockgruppe bauen Glarner-, Mürtschen- und Säntisdecke auf. Zwischen den beiden ersteren liegt eine Art Lochseitenkalk, ferner am Fronalpstock eine Scholle mit verkehrter Schichtlage.

In der Magereu—Guschagruppe lassen sich Glarner- und Mürtschendecke nur an der Ostwand des unteren Murgtales gut unterscheiden. Im mittleren und südlichen Murgtal ruht der Verrucano beider Decken unmittelbar aufeinander. Zwischen Sernf-, Weißtannen- und Walensee—Seeztal gehört der Verrucano der Mürtschendecke an, ebenso natürlich auch die darauf liegende Trias, die durch das Auftreten einer 50—100 m mächtigen Rauhwanke zwischen Melsersandstein und Rötidolomit ausgezeichnet ist. Auch Verrucano und Trias der Grauen Hörner sowie die Verrucanokappen der Ringel-, Segnes- und Vorabgruppe müssen wegen ihrer faziellen Ausbildung zur Mürtschendecke gehören. Der Lias der Magereu-Guschagruppe muß ein Glied der Axendecke sein. Dies folgt nicht nur daraus, daß in der Mürtschendecke sonst immer der Lias fehlt, sondern auch aus der diskordanten Auflagerung dieses Lias auf verschiedene ältere Formationen.

In der Kärpfgruppe lassen sich im W Glarner- und Mürtschendecke deutlich trennen. In der Schönaukette wird der Verrucano durch ein Dolomitband in zwei Massen gegliedert. Zur Mürtschendecke gehört der Gipfelklotz des Büztistock sowie wohl auch die Hauptmasse des Verrucano in der mittleren und östlichen Kärpfgruppe. Der Lias des Etzelstocks und des Mätzgrates sind als Reste der Axendecke zu betrachten.

Glarner- und Mürtschendecke haben keine sehr große Ausdehnung. Letztere kann nicht weit über die Ostseite der Grauen Hörner hinausgereicht haben.

Im Sernf-, Weißtannen-, Taminatal, Ringel- und Segnesgebiet ist der Flysch im Liegenden des Verrucano überall Wildflysch mit exotischen Blöcken, unbeständigen Nummuliten- und Lithothamnienbänken und unregelmäßigen Massen von seewerartigem Kalk. Sein Liegendes bilden sehr verschiedene Schichtgruppen des autochthonen und parautochthonen Gebirges. Er gehört einer besonderen Decke an. Otto Wilckens.

---

**D. Trümpy:** Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Vorläufige Mitteilung. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 58. 1912. 1—9.)

Zweck der Mitteilung ist, die Angaben ZYNDEL's über den Gebirgsbau Mittelbündens zu erweitern und zu berichtigen und namentlich den tektonischen Zusammenhang der verschiedenen Decken auf beiden Seiten des Inn festzustellen.

Ein Profil durch Bernina-, Languard- und Campogruppe in der Richtung W—O ergibt folgendes Bild: Die Basis bildet die rhätische Decke (Malojagneis, metamorphe Sedimente). Auf einer flach nach O einfallenden Überschiebungsfäche folgt darüber die Berninadecke (Granit, Syenit, Sedimente des Piz Alv-Zuges). Diese wird wiederum überlagert von der Languarddecke (Sedimentgneise, Amphibolite, Quarzporphyr, Granit, Sedimentzug des C'no. di Campo und Mte. Vago). Es folgt eine dritte Decke (Granatglimmerschiefer, Sedimentgneise, Amphibolit, Pegmatit, Granit, Diorit, keine mesozoischen Sedimente), die wahrscheinlich nichts anderes als die Vertretung der Silvrettedecke südlich des Inn ist. Die Züge mesozoischer Sedimente sind im Oberengadin Leitlinien der Tektonik. Für gewöhnlich wenig mächtig, können sie durch Stauung und Schuppung stark anschwellen (Piz Alv, Sassalbo, Gessi), andererseits aber auch zu Linsen von 0,2—30 m Dicke reduziert sein. Wo Kristallin und Triasdolomit sich berühren, findet sich überall Rauhwacke, oft mit kristallinen Trümmern. Die Rauhwacken haben nach TRÜMPY deshalb keine stratigraphische Bedeutung.

Der Piz Alv-Zug, der die erste und zweite ostalpine Decke voneinander trennt, läßt sich von östlich der Alp Grüm über Forcla Carale—Vedretta di Cambrena—östl. Vorgipfel des Piz Arlas zum Piz Alv verfolgen. Im Heutal ist die Auflagerung der kristallinen Massen des Piz Minor und Prünas auf den Piz Alv-Zug prachtvoll aufgeschlossen. Letzterer zieht von der Forcla da Languard durch Val Languard nach Pontresina und zum Stutzersee, versinkt im Schutt des Inntals, taucht bei Celerina wieder auf und verbreitet sich nun sehr, so daß er den Piz Padella, den Piz Nair u. a. aufbaut. Der Piz Padella stellt eine liegende Falte dar, die Stirnfalte der Bernina—Julierdecke. Ihr liegender Schenkel liegt auf dem Granit des Piz Ot. Der Piz Mezaun zeigt den gleichen Bau; auch er ist eine liegende Stirnfalte. Im Val Chamuera, bei Serlas und Guandalaina sinken der Triasdolomit und der Lias des Piz Mezaun unter das Kristallin des Munt Olivet und Vaüglia, d. h. unter die Languarddecke. Der Liaszug des Val Chamuera tritt durch ein Fenster in der Languarddecke an die Oberfläche. Er entspricht dem Piz Alv-Zug.

Die Languarddecke hat ihr Hauptverbreitungsgebiet im Val Chamuera. Zu ihr gehören Piz Prünas, Prünellas, Languard, Vadret, Vaüglia, Evrone, ferner die Albulagranite des Crasta Mora-Kammes des Piz d'Err auf der NW-Seite des Inn. Trotz ihrer Zugehörigkeit zu einer höheren Decke sinken die Errgranite unter die Sedimente der Bernina—Julierdecke. Es handelt sich um eine Einwicklung: Die aus mesozoischen Sedimenten bestehende liegende Stirnfalte der Bernina—Julierdecke sticht schräg aufwärts in die Languard—Errdecke hinein. Die Errdecke keilt unter der Padellafalte nach Süden aus, aber die Languarddecke ist nicht eine neue Decke, sondern mit der Errdecke eins.

ZYNDEL'S Ansicht, daß das Braulio—Lischannagebirge unter die Silvretta einsinkt, stimmt TRÜMPY zu. Es ist die östliche Fortsetzung der Aeladecke. Die letztere und die Languarddecke gehören stratigraphisch und tektonisch zusammen und haben eine gemeinsame Wurzel.

Die unteren ostalpinen Decken zeigen eine sehr schwache Entwicklung der Trias. Im Dolomit des Piz Padella wurde *Worthenia solitaria* gefunden; es ist also Hauptdolomit. Das Fehlen der Sedimentdecke an vielen Stellen in den untersten ostalpinen Decken ist wahrscheinlich primär. Bernina- und Languarddecke bildeten im Mesozoicum meist einen Landrücken. Von ihm stammen die kristallinen Komponenten der polygenen Konglomerate und Breccien im Dogger und Malm der Klippendecke der Zentral- und Ostschweiz. Die Brecciendecke fehlt wahrscheinlich in Graubünden. Quersfaltungen, die auf einen Schub aus Osten zurückzuführen sind, lassen sich gut am Berninapass (Piz d'Arlas, Sassal Masone), am Colle des Tieno und Sassalbo beobachten. **Otto Wilckens.**

**Leo Wehrli:** Die Kohlen der Schweizeralpen. (Eclog. geol. Helv. 14. 660—663. 1918.)

Die alpinen Kohlenvorkommen der Schweiz gehören dem Eocän, der Kreide(?), dem *Mytilus*-Dogger, dem Rhät und dem Carbon an.

Als charakteristische Beispiele werden hervorgehoben:

Niederhorn—Gemmenalphorn am Beatenberg: Kohlenflöz von 0,05 bis 0,20 m Mächtigkeit in Nummulitensandstein. Ausbeutung bis 1856.

Diablerets: 4 m kohlenführende Mergel der Cerithiensichten in der Südwand der Diablerets.

Boltigen: 40—50 cm Kohle im *Mytilus*-Dogger. Ausbeutung seit 1764, letzte Blütezeit des Bergbaues 1841—1856 (bis 20000 Zentner jährliche Förderung). 1882 Auflassung. Die Kohle ist eine gute Gaskohle mit 5% Asche.

Wallis: Über 100 verschiedene Fundstellen von Anthrazit. Meist mehrere (bis 16) Flöze von durchschnittlich 0,5 m Mächtigkeit. Die Kohle enthält bis 35% (und noch mehr) Asche, ist aber doch für gewisse Zwecke verwendbar. 1917 hat Verf. den Vorrat an Walliser Anthrazit auf fünf schweizerische Jahresbedürfnisse geschätzt. Wahrscheinlich ist er bedeutend größer. Der Bundesrat hat 1917 40000 Fr. zur Untersuchung der Walliser Anthrazite ausgeworfen. Die Leitung derselben ist Prof. Schmidt-Basel übertragen. **Otto Wilckens.**

**C. Schmidt:** Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500000. I. Charbons. — Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux. II. Sels. III. Minerais. 3 Tafeln. Bern 1920, in Kommission bei A. Francke. Preis mit Karte Fr. 15.—.

Die französische Ausgabe mit 256 p. weist gegenüber der deutschen von 1917 (76 p.) sehr starke Erweiterungen auf, was sich namentlich auf die durch die Knappheit an Rohstoffen in der Schweiz bedingten neuen Schürfe zurückführen läßt. Der Text ist knapp gehalten, bringt jedoch alles Wesentliche und auch viele Einzelheiten. Genetische und tektonische

Verhältnisse sind stets berücksichtigt, ebenso Historisches und Stand der Aufschlußarbeiten. Auf eine Wiedergabe der sehr vielen einzelnen Aufschlußbeschreibungen muß hier verzichtet werden.

#### I. Brenn bare Ablagerungen.

Auf Alter, Verbreitung, chemische, physikalische und technische Eigenschaften wird ausführlich eingegangen.

1. Torf. Flachmoore finden sich in der Molasseebene und in den großen Tälern, Hochmoore im Waadtländer, Neuenburger und Berner Jura sowie am Alpenrand. Torf findet sich in den Längstälern des Jura, im Innern des Moränenkranzes in der Ebene und in geringer Menge in den Alpen. Gesamtoberfläche ca. 2000 ha, Förderung 1918 ca. 300000 ts.
2. Schieferkohlen, dem Torf sehr ähnlich, finden sich zwischen den Glazialablagerungen der Riß- und Würm- und denen der Mindel- und Rißzeit. Wichtigste Vorkommen: bei St. Gallen, am oberen Zürichsee, bei Zell-Gondiswil. Ausbeute 1918: 68718 ts.
3. Tertiäre Braunkohlen sind im Jura nicht ausbeutungsfähig, wohl aber in der Nagelfluhfazies wie in der Molassefazies des Oligocäns und Miocäns. Es sind nicht typische Braunkohlen, sondern Pechkohlen. Eocäne, mit Süßwasserablagerungen verknüpfte Kohlen in den Alpen haben technisch keine Bedeutung.
4. Mesozoische Kohlen finden sich in unbedeutender Menge im Keuper des Jura, wichtiger sind die Kohlen der *Mytilus*-Schichten des Doggers westlich vom Thuner See.

Die tertiären und mesozoischen Kohlen der Alpen haben in der Regel das Verhalten von Steinkohle oder gar Anthrazit angenommen. Die Gesamtförderung an ihnen betrug im ersten Vierteljahr 1919 4859 ts.

5. Carbonische Kohlen. Es werden zunächst die Beziehungen zu anderen Kohlengebieten besprochen (Taf. II), sodann die Beziehungen zur Alpentektonik.

Am wichtigsten ist die Walliser Kohlenzone mit ihrer Fortsetzung bis zum Tödi. Es läßt sich eine innere Zone mit mittlerem Westphalien und unterem Stephanien und eine äußere, im allgemeinen jüngere (mit mittlerem Stephanien) unterscheiden.

Alle Kohlen sind in limnischen Becken abgelagert und alle haben starke Umwandlung (Analysen usw. p. 63 u. Taf. I, mikroskop. Bilder Taf. III) durchgemacht, wobei sich C z. T. bis auf über 97 % angereichert hat. Ausquetschung, Auflösung in Linsen und Zerstückelung sind Folgen der Faltung.

In den letzten 100 Jahren bis 1917 wurden etwa 80000 ts gefördert, 1918 dagegen allein 41490 ts, wobei Flözchen von weniger als 10 cm gebaut wurden.



Es werden die einzelnen Vorkommen des Hauptzuges und das abseits liegende von Lugano (dort Steinkohle, nicht Anthrazit) genau besprochen.

6. Asphalt, der einzige Schweizer mineralische Rohstoff, der eine Rolle auf dem Weltmarkt spielt, da ca.  $\frac{1}{3}$  (ca. 300000 ts) der Weltproduktion vom Val de Travers kommt. Dort tritt der Asphalt in den Caprotinenkalken des oberen Urgon, weniger in den grünen Sandsteinen des Albien auf. Die Mächtigkeit der Asphaltzone beträgt 2—8, im Mittel 7 m. Bisher sind 2 Mill. ts gefördert. Kleinere Vorkommen finden sich am Nordende des Neuenburger Sees, Asphalt wurde ferner in Jura und Trias erbohrt.
7. Erdöl und Asphalt sind beschränkt auf die Zone zwischen Aarau und Seyssel an der Rhone. Bei Aarau-Murgental tritt Erdöl in der unteren Süßwassermolasse auf, im Val de Travers im Molassesandstein, in der unteren Süßwassermolasse am Neuenburger See und ebenso in der Molasse westlich Genf.
8. Erdgas findet sich bei Yverden. Die Quelle liefert 4,42 sec/l mit 97,5 % Methan.

Alle Bitumina der Jurazone sollen nach SCHMIDT aus der unterteufenden Fettkohle stammen. Diese Ansicht dürfte wohl nicht von allen Geologen geteilt werden.

Es werden ferner Grubengase und ähnliche Gase einschließlich der Sumpfgase besprochen.

9. Ölschiefer. Die Liasölschiefer des Jura werden nicht ausgebeutet. In der Trias der Umgegend von Lugano kommen in verschiedenen Horizonten Ölschiefer vor, die z. T. auf „Sauroil“ verarbeitet werden.

## II. Salze.

1. Steinsalz. Die Bohrung Allschwil bei Basel hat keine Fortsetzung der elsässischen Salzlager im Oligocän angetroffen.

Alles technisch wichtige Salz der Nordschweiz kommt im mittleren Muschelkalk vor und zwar etwa 60 m unter seinem Hangenden in einer Mächtigkeit von (0—)2—30 m. Die Salzzone erstreckt sich von Schaffhausen bis Basel. Auf die tektonischen Verhältnisse sowie auf das Verhältnis von Auslaugung zu Bodensenkung wird näher eingegangen. Förderung: Rheinfelden 100 000 Ztr., Schweizerhall 300 000 Ztr. jährlich. In der Bohrung bei Buix n. Pruntrut wurde im Keuper kein Salz gefunden, wohl aber auch 60 m unter dem Dach des mittleren Muschelkalkes.

In den Alpen kommt Salz ebenfalls besonders in der Trias vor. Bei Bex (Waadt) wird aus Haselgebirge jährlich eine Menge von 50 000 Ztr. Salz gewonnen.

2. Bittersalz wird aus dem Gipskeuper bei Mülligen und Birnenstorf gewonnen.



## III. Erze.

## 1. Oxydische Eisenerze.

Bohnerze, über Kalken liegend, werden aus dem Eocän, teils roten Bohnerztonen, teils Huppererde gewonnen. Das gewaschene Erz hat bis 60 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , d. i. ca. 40 % Fe. Frühere Abbaue von Schaffhausen bis Waadt, jetzt nur mehr bei Delsberg durch 2 (früher insgesamt 119) Schächte. Vorrat ca. 1 Mill ts.

Eisenoolithen des Valendis im Jura enthalten gewaschen bis 35 % Fe. Die Bauten sind jetzt auflässig.

Eisenoolithen liegen ferner im Aargauer Jura im oberen Dogger und unteren Malm. Ebenso am Randen, im Berner Jura auch in den *Murchisonae*-Schichten.

Von 1810—1876 lieferten die Hochöfen im Juragebiet etwa 300 000 ts Roheisen. In derselben Zeit wurden im Alpengebiet 137 200 ts erzeugt.

Auch dort sind es teils eocäne Bohnerze, teils den Kressenberger Eisenerzen ähnliche Vorkommen am Lowerzer See.

Wichtiger sind die Eisenerze des Malm (Hochgebirgskalks), dessen Quintnerkalk in der Nähe von Sargans ein Roteisenflöz mit Pyrit und anderen Mineralien enthält, das noch gebaut wird.

Der obere Dogger enthält zwischen Engelberg und Brienz und an anderen Stellen chamositische Oolithen. Die ostalpine Trias und der Verrucano führen an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Horizonten oxydische Eisen- und Manganerze ebenso der Porphyry von Rofna.

Die kristallinen Kalke von Wallis führen Magnetit und Silikate von Ca, Mg, Fe sowie Apatit. Vorrat des Mont Chemin bei Martigny 200 000 ts Roheisen.

2. Manganerze treten in den verschiedenen Ablagerungen der Alpen zusammen mit  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  auf, allein ferner in den jurassischen Radiolaritenschichten, besonders im Val d'Err (Albula). Förderung 1918 105 Waggons Roherz mit 20—38 % Erzgehalt.
3. Kiesige Eisen- und Arsenerze sind verbreitet, aber jetzt ohne technische Bedeutung. Goldführende Pyrite wurden früher in 150 km langer Zone am Südhang der Zentralalpen ausgebeutet, auch an einigen anderen Stellen.
4. Kupfererze. Kupferkiese, z. T. silberhaltig, sind in Graubünden an basische Eruptiva und kristalline Schiefer, ebendort und in den Glarner Alpen an Rötidolomit und Verrucano gebunden. Kupferfahlerze treten als Imprägnation zusammen mit Erzen von Pb und Zn oder als Gänge in kristallinen Schiefen, besonders am Großen St. Bernhard auf.
5. Molybdänerze. Molybdänglanz kommt in Apliten der Protogine der Alpen vor. Ausbeute 1918 30 kg  $\text{MoS}_2$ . Bei Collioux (Wallis) findet sich Wulfenit ( $\text{PbMoO}_4$ ) zusammen mit Blende, Fahlerz, Bleiglanz und Cerussit in kleinen Kristallen.

6. Nickel- und Kobalterze. In der Region der Fahlerze und der Kupferkiese kommen Schwefel- und Arsenverbindungen von Ni und Co vor. Wasserhaltige Silikate von Ni treten in Verbindung mit Serpentin auf.
7. Blei- und Zinkerze mit Silbergehalt kommen als Gänge in der Trias Graubündens, bei Lugano im Porphyry, am Mont Blanc, im Lauterbrunner Tal, am Großen St. Bernhard u. a. O. in kristallinen Schiefern vor.
8. Goldseifen finden sich in den Bächen, die vom Napf (Kantone Luzern und Bern) herunterkommen, von wo das Gold in Reuß, Aare und Rhein gelangt ist.

Die Karte enthält alle im Text angegebenen Vorkommen in übersichtlicher Weise eingetragen. Das Buch ist für Geologen und Praktiker gleich wertvoll.

**Keßler.**

**Ch. Sarasin:** Revue géologique suisse pour l'année 1912. (Eclog. geol. Helv. 13. 5—168. 1914.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1913. (Eclog. geol. Helv. 13. 537—684. 1915.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1914. (Eclog. geol. Helv. 14. 369—478. 1917.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1915. (Eclog. geol. Helv. 15. 1—147. 1918.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1916. (Eclog. geol. Helv. 15. 309—463. 1919.)

Referate über die in den Jahren 1912—1916 erschienenen Arbeiten, die sich auf die Mineralogie, Petrographie, Geophysik, Geologie, Paläontologie und Prähistorie der Schweiz beziehen.

**Otto Wilckens.**

**Arbenz, P.:** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen. (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 64. H. 1 und 2 [HEIM-Festschrift]. 246—275. Zürich 1919.)

**Rollier, L.:** Geologie der Schweiz. (JUNK's Naturführer. 3.) 72 p. 8 Abb. 8°. Berlin 1921.

**Müllerried, Fr.:** Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. (Verh. Naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. 15. H. 1. 1—45. Taf. I. 1921.)

### Balkan-Halbinsel.

**Friedrich Katzer:** Die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina. I. Band: Die älteren, einschließlich eocänen Kohlen des ganzen Landes und die oligomiocänen Kohlen Mittel- und Nordwestbosniens. Mit 102 Abbild. im Text und 1 Karte. Wien 1918. 403 p. — II. Band: Die oligomiocänen Kohlenvorkommen West-, Ost- und Süd-

bosniens sowie der Hercegovina und die pliocänen Kohlen des ganzen Landes. Mit 43 Abbild. im Text und 1 Karte. Sarajevo 1921. 271 p.

Das Werk ist eine umfassende Monographie der Kohlenlagerstätten Bosniens und der Hercegovina.

Im ersten Bande werden zunächst die Vorkommen von Carbonkohlen (Hodžin gaj bei Vlasenica); von Triaskohlen (Pale, Sudići, Lepovići in Werfener Schichten, Arežin Brijeg an der dalmatinischen Grenze und Lastva in der südlichsten Hercegovina in Raibler Schichten); von Kreidekohlen (Japaga und Crabovica bei Vlasenica, sowie mehrere geringfügige Vorkommen an anderen Orten); und von Eocänkohlen (Majevica, Razbojwald in der Kozara planina, einige in der Hercegovina und Sutorina) eingehend behandelt. Alle diese Vorkommen, bis vielleicht auf die Eocän-Schwarzkohlen des Majevica-Gebirges nördl. von Tuzla, sind montanistisch bedeutungslos.

Von großem bergwirtschaftlichem Wert sind ausschließlich die jüngeren tertiären oligocänen, miocänen und pliocänen Kohlen des Landes, von deren Ablagerungen im I. Bande besprochen werden: Die Zenica-Sarajevoer Braunkohlenablagerung, mit einer Flächenausdehnung von 900 km<sup>2</sup> die größte des Landes, deren besonders eingehende (p. 77—195) von zahlreichen Profilen und der dem I. Bande beigegebenen geologischen Karte begleitete Darstellung durch ihre hervorragende montanistische Wichtigkeit begründet ist; ferner die Braunkohlenablagerungen von Žepče-Novi Šeher; die Ablagerungen des Usoragebietes (Kamenika, Komušina, Teslić, Žarkovina, Tešanj-Jelah, Pribinić, Mladikovina, Očauš); die Ablagerung von Kotorsko; die Ablagerungen des Ukrinagebietes (Derventa, Bos, Dubočac, Vijaka, Petkovic, Sujegotina); die Ablagerungen des Vrbasgebietes (Kotor Varoš, Banja Luka, Balte Mehovci, Rekačica-Krupa, Bočac, Varcar, Vakuf-Šehovci, Mile douje, Šipovo-Šajnovac, Gerzovo, Jajce, Vitovlje und Mudrike, Bugojno, Ričica); die Ablagerungen des Sanagebietes (Medna, Ključ, Kamengrad-Sanskimost, Omarskopolje, Jelovac); die Ablagerungen zwischen Sana und Una (Jutrogošta-Svodna, Lješljani-Cerovica, Vodičevo und Prusci); die Ablagerungen des mittleren und oberen Unagebietes (Ljusina, Krupa, Bihać, Kulen Vakuf); und die Ablagerungen des Korana- und Glinagebietes (Cazin-Tržac, Bojna).

Im II. Bande werden behandelt von den oligocänen und miocänen Braunkohlenablagerungen jene des Unagebietes (Drvar, Mokronoge, Ljeskovic); jene der großen Poljen (Kupres, Glamoč, Livno, Duvno) und der kleinen Poljen Westbosniens (Oblaj, Grahovo, Roškopolje, Zagorje, Vir, Vinica) sowie das Kohlenvorkommen von Tiškovac an der dalmatinischen Grenze; ferner die Ablagerungen von Prozor; die Ablagerungen zwischen Krivaja und Spreča (Seona, Banovići, Omazići, Gjurgjevik); die Ablagerungen des Majevicagebirges (Jasenica, Drienča); die Ablagerungen von Ugljevik-Priboj; die Ablagerungen des südlichen Drinagebietes (Bijelo Brdo-Štrpci, Podvaganj, Rotagica, Zakomo, Osovo, Sjeversko, Prijeboševići, Kukavica, Miljevin bei Foča); die Ablagerungen des Narentagebietes (Hotovlje, Glavatičevo, Borke, Džepe, Konjic-Ostrožac, Mostar,

Rotimlja-Hodovo); die Ablagerungen der Hercegovina westlich der Narenta (Donji Gradac, Široki brijeg, Kočerin, Posušje, Imotski, Vuči polje, Rakitno, Blatnica, Crno); und die Ablagerungen der oberen Hercegovina im Osten von Mostar (Nevesinje, Dabar polje, Gacko).

Es folgt dann die Beschreibung der pliocänen Kohlenlagerstätten und zwar der Hauptablagerung von Tuzla; der Ablagerungen am Rande der Drina- und Saveebene und von Podravno-Pribojevići bei Srebrenica; der Ablagerung an der unteren Spreča und der Ablagerung des Krningebietes.

Wie ersichtlich, wurden die oligocänen und jüngeren Kohlenablagerungen teilweise nach den Talzügen, an welchen sie liegen oder zu welchen sie gravitieren, zu geographischen Gruppen zusammengefaßt, nicht etwa, als ob die heutigen Tiefenlinien die gleichen Terraindepressionen gewesen wären, in welchen die Kohlenbildung seit dem Eocän erfolgte, sondern deshalb, weil dadurch einerseits in vielen Fällen dienatürliche Zusammengehörigkeit zum Ausdruck kommt, da die Talzüge vielfach durch dieselben tektonischen Linien mitvorgezeichnet sind, an welchen die Einsinkung der kohleführenden Ablagerungen stattfand, und auch aus praktischen Gründen, weil die Talzüge die kürzesten und bequemsten Verkehrslinien darstellen, was in Gebirgsländern, wie es Bosnien und die Hercegovina sind, die Abbaufähigkeit der Lagerstätten stark beeinflussen kann.

Die dem II. Bande beigegebene Übersichtskarte aller Kohlenvorkommen zeigt in klarer Weise, wie dieselben über beide Länder verteilt sind. Von den 96 Kohlenablagerungen des jüngeren Tertiärs ist nur  $\frac{1}{5}$  von hervorragender bergwirtschaftlicher Bedeutung, die anderen kommen bloß für den Lokalverbrauch oder nur in allgemein geologischer Beziehung als Belege der weiten Verbreitung oligomiocäner Binnenlandbildungen in Betracht. Eine dem Schlußworte des Werkes eingefügte Tabelle gibt eine Übersicht des Kohlenvermögens der 18 wichtigsten Ablagerungen, die in der vorstehenden Inhaltsangabe durch durchschossenen Satz hervorgehoben sind. Diese 18 Ablagerungen allein enthalten ein aufgeschlossenes und nach sicheren Anhalten bestimmbares Kohlenvermögen an oligomiocänen Braunkohlen mit 3000 bis 5500 Kalorien durchschnittlicher Heizkraft von 155 850 000 m/t und an pliocänen Kohlen (Ligniten) mit 3000 bis 4000 Kal. Heizkraft von 603 000 000 m/t, während das vermutliche, bis zu 1000 m Teufe berechnete, teilweise allerdings schwierig zugute zu bringende Kohlenvermögen geschätzt wird auf: 1 271 000 000 m/t oligomiocäner Braunkohle und 3 620 000 000 m/t pliocäner Lignite. Es geht somit das Vermögen Bosniens und der Hercegovina an jüngeren tertiären Kohlen in die Milliarden Tonnen und es sind demnach die beiden Länder der kohlenreichste Teil der Balkanhalbinsel.

Da die Beschreibung der einzelnen Kohlenablagerungen nebst den montageologischen Verhältnissen, der petrologischen Entwicklung und der Tektonik auch die Paläontologie entsprechend dem heutigen Stande unserer Kenntnisse vollkommen berücksichtigt, darf das Werk als vollständige Geologie der jüngeren tertiären Binnenlandbil-



dungen Bosniens und der Hercegovina bezeichnet werden. Und da es nicht nur die Kohlenablagerungen selbst, sondern meist auch ihre Umgebungen entsprechend in Betracht zieht, bietet es zugleich zahlreiche Beiträge zur Gesamtgeologie dieser Länder, durch welche irrige frühere Auffassungen richtiggestellt und neue Gesichtspunkte eröffnet werden.

Das umfassende Register wird die Benützung des Werkes, welches in erster Linie dem praktischen Bergbau dienlich sein möchte, wesentlich erleichtern.

Katzer.

**Dedjler:** Traces glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie. (La Geographie. 31. 1916/17. No. 5. 12 p. 4 Fig.)

Es werden hier zum erstenmal recht bedeutende Spuren diluvialer Vergletscherung aus dem mittelalbanischen Hochgebirge beschrieben. Die Beobachtungen betreffen 1. das Stogovo-Massiv (zwischen Schwarzer Drin und Radika), wo die Garska reka ein typisch glazial ausgearbeitetes, stufenförmiges Tal besitzt; die tiefsten Moränen liegen in 1575 m. Außerdem findet sich hier ein kleines, mit Moränen erfülltes Tal in 1860 m Höhe am Kanes und zwei weitere übereinanderliegende Kare am nördlichsten Ausläufer des Stogovo-Massivs, dem Golemi vrh; eine 3—4 km lange, bis 120 m mächtige Moräne zieht sich in einem Tal bis 1510 m hinab. — Noch viel bedeutendere Glazialspuren finden sich im Jablanica-Gebirge (westlich des Ohrida-Sees und Schwarzer Drin). Die schroffen Felsspitzen, zahlreiche Kare, tief ausgearbeitete Täler und viele Seen schaffen hier eine vollkommen alpine Morphologie. Eine Kartenskizze (die allerdings in ihrem südlichen Teil die Topographie verfehlt wiedergibt) und mehrere Landschaftsskizzen bringen dies deutlich zur Anschauung. Es werden nun die Glazialspuren in den einzelnen Abschnitten des Jablanica-Gebirges (Raduc, Visanca, Crno Kamenje) ausführlich beschrieben; nach den beigetzten Skizzen hat man es mit modellartigen Mustern junger bis reifer Kare zu tun. Besonders bemerkenswert ist ferner ein Moränenamphitheater, das in die Struga-Ebene hinabgeht und von einem Karsystem des Crno Kamenje ausgeht. — Ein tiefes und breites Glazialtal trennt die Jablanica-Kette von der westlich benachbarten Kette des Mt. Kuc (nach der neuen österreichischen topographischen Aufnahme ist es der Mt. Sebenikut), welcher auf den bisherigen topographischen Karten sehr mangelhaft dargestellt war; auch hier gibt es mehrere Kare, Seen, Moränen und Erraticum.

Eine Festsetzung der diluvialen Schneegrenze ist wegen der Ungenauigkeit der bisher bestehenden Karten und Höhenangaben schwierig. Für das Jablanica-Gebirge glaubt Verf. sie in 1400—1500 m annehmen zu können. Sicher gab es eine mindestens zweimalige Vergletscherung; im Jablanica-Gebirge sind sogar Anzeichen für eine dritte vorhanden.

Ernst Nowack.



**Rob. Almagià:** Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania. (Rivista Geogr. Ital. Florenz 1918. 25. Fasc. III./V. 11 p.)

Es werden die Beobachtungen über Glazialspuren in den albanischen Gebirgen zusammengefaßt.

In den nordalbanischen Alpen sind die bedeutendsten Spuren im zentralen Teil (Trokletje). Der mächtigste Gletscher war der des Lim, welcher zur Würmeiszeit eine Länge von 35 km erreichte. Das Zungenbecken des Plav-Gletschers ist von einem See erfüllt und von einem Moränenamphitheater umgeben. Endmoränen ziehen sich bis 900 m hinab. — Die Karstfläche von Kuci war von einem Plateaugletscher eingenommen. — Zahlreiche Kargletscher auf der Nordflanke der Koprivnik-Kette. — Die beiden großen Gletscher der Bistrizza haben ihre Moränen bis in das Polje von Metoja, in einer Höhe von 500—600 m hinabgesandt; es sind das die tiefstgelegenen Moränen der ganzen Balkanhalbinsel. — Das Zungenbecken des Ibar-Gletschers enthält zahlreiche Moränenserien bis in 950 m; der Ibar hat in sie zwei Terrassen eingeschnitten.

Aus den wenig bekannten Gebirgen zwischen Mato und Schwarzem Drin liegen nur Beobachtungen über vier kleine Seen in etwa 1600 m auf der Kunora vor (Steinmetz).

Rechts des Drin ist aus dem Korab (2050 m) ein großer Zirkus mit Moränen bekannt. Typisch U-förmige Täler gehen hier zur Radico.

Ziemlich ausführlich werden die Glazialspuren im Stogovo-Massiv, im Jablanico-Gebirge und Mt. Sebenikut nach den Beobachtungen DEDIJER's beschrieben (siehe vorhergehendes Referat).

Aus den fast unbekanntem zentral-albanischen Gebirgsmassiven werden nur aus dem Tomor-Hochgebirge Beobachtungen über Karformen aus einem Reisebericht EKREM BEJ VLORAS angeführt.

Aus der Akrokeramischen Gebirgskette hat MARTELLI über sichere Glazialspuren von zwei getrennten Eiszeiten berichtet. In den zahlreichen, 2000 m übersteigenden Gebirgsketten Südalbanien lassen sich weitere Glazialspuren mit Wahrscheinlichkeit voraussetzen.

Ernst Nowack.

**Goebel:** Eine geologische Kartierung des mazedonisch-albanischen Grenzgebietes beiderseits des Ohrida-Sees. (Ber. d. Math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1919. 71. 18 p. 3 Taf. 3 Textfig.)

Die Kartierung wurde während des Krieges längs der Front durchgeführt; ihre topographische Unterlage war die neu herausgegebene Karte 1:25000.

Die Arbeit wird nach tektonisch-morphologischen Gesichtspunkten nachfolgend gegliedert: 1. Baba- und Bigla-Gebirge; es besteht aus älteren (wahrscheinlich carbonen) von basischen Eruptiven durchschwärmten, kontaktmetamorph beeinflussten Gopes-Schiefen und jüngeren Presba-Schiefen (Phylliten, Ton- und Quarzitschiefen). Im allgemeinen herrscht

westliches Einfallen und starke Zerstückelung durch Verwerfungen. — 2. Becken von Resna; hier eine aus Geröllen, Sanden und Ton aufgebaute, bis 80 m mächtige diluviale Hügelterrasse, die von Kerbschluchten durchzogen wird und eine Alluvialebene, die den ehemaligen Nordteil des Presba-See ausgefüllt hat. — 3. Galieica-Gebirge; es ist der stehengebliebene Horst zwischen Ohrida- und Presba-See. Auf einer Unterlage von Presba-Schiefern und permocarbonen Schichten liegt Tomorokalk als mächtige verkarstete Platte; besondere Behandlung erfahren hier die Wasserverhältnisse. — 4. Ohrida-Graben. — 5. Mokev-Gebirge; ein mächtiger Serpentinstock mit Resten einer Kalkdecke. Auf der Nordseite Serpentin—Schiefer—Hornstein-Formation stark gefaltet und von einer in Klippen und Blöcken aufgelösten Kalkdecke überlagert. An der Ostseite eine isolierte Triasscholle, deren Basis Han-Bulogkalke bilden (mit *Hajdenites* n. sp.). — 6. Oberer Skumbi-Graben; eine parallel zum Ohrida-Graben, etwa 7 km östlich von diesem gelegene Einbruchszone, die bisher nicht bekannt war und von mehreren 100 m mächtigen Neogenablagerungen erfüllt ist. — 7. Brzesda-Gebirge (westlich des Oberen Skumbi-Graben); es besteht aus grauen, wahrscheinlich cretacischen Kalken.

Ernst Nowack.

**E. Nowack:** Morphogenetische Studien aus Albanien. (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin. 1920. 81—117. Textfig. 3—9. 1 Taf.)

Die Morphologie des größten Teiles der Balkanhalbinsel ist infolge der jungen Tektonik geologisch sehr jung. Ganz besonders unfertig ist die Orographie und Hydrographie Albaniens. Die eigenen Untersuchungen des Verf.'s beziehen sich auf Teile des noch sehr wenig bekannten Mittel- und Südalbanien.

1. Die Küste; Niederalbanien im allgemeinen. Die Westküste der Balkanhalbinsel ist zum überwiegenden Teil eine Steilküste. In dem Abschnitt südlich des Skutari-Sees bis zur Bucht von Valona schaltet sich jedoch eine Flachküste ein, die von dem niederalbanischen Hügelland begleitet wird und auch durch ihren nordsüdlichen Verlauf und den Mangel vorgelagerter Inseln sich auffallend abhebt. Niederalbanien erinnert morphologisch und geologisch sehr an die Westküste der Adria.

Das adriatische Becken ist seiner ursprünglichen Anlage nach eine echte Geosynklinale, nicht ein junger Einbruch (vgl. KOSSMAT). Seine heutige Form erhielt es durch Senkung der Nordost- und Nordküste, durch Hebung der Südwestküste. Die albanische Küste erfährt jedoch, so wie die appenninische, eine Hebung, woraus sich der morphologische Charakter erklärt. Das Pliocän reicht in Albanien bis 600 m über das Meer, quartäre Strandterrassen finden sich in über 100 m Höhe. Das heutige Niederalbanien ist das gehobene Südende der adriatischen Geosynklinale.

2. Die Ebene von Tirana und ihre Umrandung; die Steilstufe des Mali Dajtit; Arzen und Ismi.

Die Ebene von Tirana entspricht im allgemeinen einer Mulde aus jungtertiären Gesteinen, deren Westrand aber durch einen Längsbruch

zerschnitten wird. Der Mali Dajtit auf der Nordostseite der Bucht besteht aus dem cratacisch-eocänen Kalkkern einer eng zusammengepreßten Falte. Der steile Westabsturz dieses Bergrückens, die sogen. Kalkmauer von Kruja, ist im wesentlichen das Kliff eines pliocänen Meeres. Eine miocäne Terrasse liegt in 1100 m Höhe. Von hier senkt sich das Miocänniveau ohne Bruch bis tief unter den Meeresspiegel in der Muldenmitte der Ebene.

Der Ljuni Tirans, der Quellfluß des Ismi, floß ursprünglich nach SW zum Arzen. Durch die Bildung des schon erwähnten Längsbruches wurde er im Quartär nach NW zum Driagolf abgelenkt. Der Unterlauf des Arzen zeigt einen Wechsel von Längs- und Querstrecken. Das neu aus dem Meer auftauchende Land war nicht eben, sondern entsprechend dem Faltenbau in Hügel gegliedert und diese zwangen dem sich verlängernden Fluß seine Richtung teilweise auf. Der Arzen schneidet sich in seinem Unterlauf kräftig ein. Dagegen fehlt dem Ismi diese Tätigkeit ganz, ein Zeichen, daß die Ebene von Tirana entsprechend ihrer Muldenatur an der allgemeinen Hebung nicht teilnimmt, sich vielleicht sogar etwas senkt.

3. Das Hügelland von Durazzo und die Ebene und Hügelzüge zwischen Kawaja und Fieri. Der reife Charakter dieser Landschaft beruht nur auf der sehr geringen Widerstandsfähigkeit der jungtertiären Schichten. Morphologie und Tektonik decken sich vollständig. Das Land hebt sich in Faltenzügen aus dem Meer empor. Die Hebung hängt mit der Faltung innig zusammen. Man sieht dies sehr deutlich am Verhalten des Kawaja-Baches, der an den sich immer steiler aufrichtenden Schichten gegen W zum Muldeninneren der Ebene von Kawaja hinabgleitet. Doch ist auch der Muldenboden in leichter Hebung begriffen, da der Darçi-Bach ihn einschneidet.

4. Die Senke von Elbasan und der mittlere Skumbi; die Talwasserscheide zwischen Skumbi und Devoli. Die Ebene von Elbasan entspricht einer großen Querstörung, die sich Verf. durch das westliche Vordringen der inneralbanischen Serpentinmasse, welche hier spornartig vorspringt, erklärt. Das Vorland dieser Masse wäre an einer ganzen Schar von Brüchen zur Tiefe gesunken. Der Skumbi floß nach Bildung der Ebene zunächst durch diese gegen S und bei Berat in das Meer. Die Ebene von Elbasan ist das im älteren Quartär unter die Erosionsbasis versenkte Stück dieses alten Skumbi-Tales. Sie war von einem See erfüllt. Der heutige Unterlauf des Skumbi ist infolge Anzapfung des Seebeckens durch einen rasch erodierenden Küstenfluß entstanden. Dieser jugendliche Teil des Tales zeigt wieder Spuren einer wellenförmigen, faltenden Hebung des Landes.

5. Die Seenplatte von Belis. Sie scheint aus einem sehr seichten Karst zu bestehen, dessen Hohlformen unter den Grundwasserspiegel hinabreichen. Das Gestein ist ein poröser, von Gips durchsetzter Kalk. Einzelne schwerer lösliche Gipsmassen wittern zu Hügeln aus. Der See von Belis ist durch Einbruch entstanden.

6. Die Berglandschaft Malakastra. Südlich Berat stimmt Oberflächengestalt und tektonische Form vollkommen überein. Die

Antiklinalkerne sind infolge ihrer Zusammensetzung aus hartem Kalk noch besonders aus dem umgebenden Flysch herausgearbeitet. Der Kalk zeigt erst Anfänge von Verkarstung. Der Flysch ist zu Bad Lands zerschnitten. Aus den Entwässerungsverhältnissen läßt sich schließen, daß sich die Vojusa-Ebene südlich der westlichen Malakstra in relativer Senkung befindet. Der Fluß wird dadurch nach links gedrängt.

Die Durchbruchstäler der Vojusa zwischen Maja Kulcit und Mali Cütet, des Ossum bei Berat und der Djanica bei Visok werden als „hemi-antezendent“ bezeichnet. Sie werden dadurch erklärt, daß die Flüsse ursprünglich die Sättel an Quermulden durchbrachen, bei fortschreitender Aufwölbung aber zum Einschneiden veranlaßt wurden.

Anhang: Die diluviale Vergletscherung des mittelalbanischen Hochlandes. Einige verstreute Beobachtungen, die das Tomor-Gebirge östlich Berat, das Polisit-Gebirge östlich Elbasan und das Gora Top-Gebirge am obersten Skumbi betreffen.

Eine Liste der spärlichen älteren Literatur vervollständigt die interessante Arbeit, die nicht nur regionalgeologisch, sondern auch für die Kenntnis der Küstenverschiebungen im allgemeinen von hoher Bedeutung ist.

J. Pia.

Ph. Negris: Roches cristallophylliennes et Tectonique de la Grèce. 2<sup>e</sup> Appendice. Athen 1919. I—XIV und 211—310. Textfigur 56—100. Taf. 26—47.

Verf. bringt in diesem 3. Band seiner zusammenfassenden Arbeit über seine geologischen Beobachtungen in Griechenland neuerdings in höchst dankenswerter Weise eine große Reihe von Fossilabbildungen und viele Daten über die Stratigraphie von Süd- und Mittelgriechenland. Es muß jedoch wieder darauf hingewiesen werden, daß der Autor in seinem Bestreben, auch schlecht erhaltene Fossilien geologisch auszuwerten, scheinbar oft zu weit geht. Er selbst wünscht, daß seine Schlüsse an der Hand der vielen Figuren von Fachgenossen nachgeprüft werden. Es dürfte jedoch kaum irgend ein Einzelner die notwendige allseitige Erfahrung und Kenntnis haben, um dies ohne große Mühe zu tun. Ref. wird sich darauf beschränken, den Inhalt der ganzen Arbeit möglichst kurz anzudeuten und dann nur die abgebildeten Dasycladaceen genauer und kritisch besprechen.

Kapitel 25. Carbon. Auf Chios folgen nach den Beobachtungen von Ktenas über älteren Bildungen die Carbonstufen vom Dinantien bis zum Ouralien, darüber das Mesozoicum. Das Carbon besteht aus Sandsteinen und Schiefen mit Einschaltungen von dunklen Kalkbänken, entspricht also faziell ganz dem karnischen Obercarbon. Auf die besonders interessanten Diploporen dieser Schichten komme ich unten zurück. Der helle Kalk von Stephanion in der Argolis wird jetzt in das Carbon gestellt. Die Beweise dafür scheinen allerdings noch nicht ganz zwingend.

Kapitel 26. Trias. Die Belegstücke für das triadische Alter einer Reihe von Gesteinen von Akrokorinth, Arachnaeon, aus Lokris, vom



Voïdias-Gebirge etc. scheinen nach den Figuren durchwegs recht ungenügend zu sein. Dies gilt ebenso von den Diploporen wie von den Crinoiden. Damit soll aber nicht gesagt sein, daß die besprochenen Gesteine nicht wirklich grobenteils triadisch sein könnten.

Kapitel 27. Mesozoische Schichtlücke, Tithontransgression und Kreide. Es werden eine Anzahl von Organismen abgebildet, die zusammen mit den schon wiederholt beschriebenen Ellipsactinien aufzutreten pflegen. Sie sind meist nicht genau bestimmbar, aber doch besser kenntlich, als die triadischen Fossilien. Die Ellipsactinienkalke sind wahrscheinlich zur Gänze nicht in das Tithon, sondern in die Kreide zu stellen (vgl. bes. p. 292). Ein Teil der abgebildeten Fossilien ist aber nach dem Verf. vermutlich triadischen Alters und liegt auf sekundärer Lagerstätte. Die jungmesozoische Transgression drang sehr langsam von S gegen N vor, so daß sie in Nauplia mit dem Oberjura, in Akrokorinth und Attika aber erst mit der Unterkreide einsetzt. Aus verschiedenen Gegenden werden nähere Daten über die Schichtfolge im Bereich der Transgression gegeben.

Kapitel 28. Oberkreide und Eocän. Sie folgen sehr oft ohne scharfe Grenze in gleicher Fazies aufeinander. Der Nachweis des Maestrichtien gründet sich hauptsächlich auf das Vorkommen von *Siderolites vidali*. Hieher gehören die Orbitoiden-Schichten des Parnes. Auf dem sehr kompliziert gebauten Voïdias ist die Oberkreide durch *Orbitoides socialis* und *Siderolites* belegt. Auf Grund des Vorkommens von *Rhypsiodionina* und *Rhapsidionina* gelangt Verf. zu der Ansicht, daß an der Basis des Eocän auf dem Voïdias, im Tripolitsa-Kalk und im Glokova-Kalk eine brackische Zone vorhanden ist. Das auf S. VII und 260 erwähnte häufige Auftreten von Seeigelresten in demselben Niveau spricht allerdings entschieden gegen eine Brackwasserbildung. Im Hangenden folgen hornsteinreiche, plattige, helle bis schwarze Kalke mit Globigerinen, Rotalien und Nummuliten, ein Absatz aus tieferem Wasser. Demselben Niveau gehören die Schichten mit *Coskinulina liburnica* an. Die Annahme des Auftretens umgeschwemmter Triasfossilien wird durch die mitgeteilten Abbildungen nicht genügend gestützt. Am Ende des Lutetien war ganz Griechenland vom Meer bedeckt.

Kapitel 29. Über die Entstehung der metamorphen Fazies. Die Metamorphose der Kreide wird auf die Versenkung der Schichten in eine tiefe Geosynklinale im Mitteleocän zurückgeführt. Dagegen ist die Metamorphose der Triasgesteine eine etwas anders geartete, mit stärkerer mechanischer Zerrüttung verbundene und wird vom Verf. mit der von ihm verfochtenen triadischen Faltung in Zusammenhang gebracht.

Kapitel 30. Quartär. Das Meer des Oberpliocän stand um rund 700 m höher, als das heutige. Wo die Strandlinien weniger hoch hinauf reichen, sind die Küsten nachträglich gesenkt. Für ganz Europa nördlich der Alpen nimmt Verf. eine allgemeine Senkung im Quartär an. Diese Senkung wäre in mehreren Absätzen erfolgt, die jedesmal mit einem Abschmelzen der vorgeschobenen Eismassen verbunden waren, während im



Inneren der Alpen und in Skandinavien die Anhäufung des Eises ununterbrochen weiter ging. So werden die Zwischeneiszeiten erklärt. Die Einwände dagegen sind allerdings auf der Hand liegend, wie beispielsweise, daß die alpinen Gletscher während der Zwischeneiszeiten mindestens so weit wie heute zurückgegangen waren, von einer fortschreitenden Eisanhäufung im Inneren der Alpen also keine Rede sein kann. Die periodische Bildung der diluvialen Schotterterrassen wird mit Krustenbewegungen im Gebirge in Zusammenhang gebracht, die gleichzeitig auch Ursachen der Vergletscherung waren. Ihre Entstehung und ihr gegenseitiges Verhältnis ist aber auch durch die fortschreitende Senkung der Erosionsbasis bedingt.

Verf. wendet sich dann der von ihm vielfach studierten Transgression in historischer Zeit zu. Die hauptsächlichsten Beweise für diese Erscheinung werden nochmals zusammengefaßt. Dann werden die Beobachtungen SONDET's an der Insel Pharos bei Alexandria in Ägypten eingehend diskutiert. Auch die Untersuchung des Nildeltas führt zur Annahme einer Transgression des Meeres von etwa 3 m vertikalem Betrag seit dem Jahr 1000 v. Chr. Verf. ist der Überzeugung, daß es sich dabei um eine Bewegung des Meeresspiegels selbst, nicht um lokale Senkungen handelt.

Wir wenden uns nun den vom Verf. angeführten und abgebildeten Dasycladaceenresten zu. Zunächst ist über sie folgendes zu bemerken: Offenbar hat Verf. öfter bloße Erhaltungszustände, wie Calcitkristalle, für organische Strukturen gehalten. Dies gilt besonders von den wiederholt erwähnten „Hexagonen“ bei *Gyroporella vesiculifera*. Anlaß zu diesem Irrtum gaben wahrscheinlich die stark schematisierten Zeichnungen BENECKE's. Die genannte Art hat auch niemals Ringglieder, die ihr auf p. 228 zugeschrieben werden. *Vermiporella velebitana* und *Stolleyella velebitana* sind Synonyma, können daher nicht als verschiedene Arten nebeneinander zitiert werden, wie dies auf p. 212 geschieht. Die Mitteilung des Ref. über dieses Fossil ist vom Verf. offenbar mißverstanden worden. Die auf Tab. 11 des ersten Teiles der „Roches cristallophylliennes“ abgebildeten Dasycladaceen können gegenwärtig nicht mehr als triadisch angesprochen werden. (Vgl. PIA in den Abhandl. d. zool.-bot. Ges. Wien. 11. Fasc. 2, p. 32 und 122.)

Über die einzelnen Abbildungen von Dasycladaceen ist Folgendes zu sagen:

Textfig. 56 und 57. Obercarbon von Gourissi am Parnes. Sicher *Mizzia velebitana*.

Textfig. 59. Obercarbon, Chios. Die Bestimmung als *Mizzia velebitana* ist höchstwahrscheinlich richtig.

Textfig. 64 und 65. Unkenntlich, wahrscheinlich auch im Original unbestimmbar.

Textfig. 70. Dürfte wohl keine Kalkalge, vielleicht eher ein Stückchen aus dem Ambulacralfeld eines Echinodermen sein.

Textfig. 71 und 72. Vollständig unkenntlich.

Textfig. 73. Ziemlich sicher eine Diplopore, aber nicht näher bestimmbar.

Tab. 26, Fig. 1. Obercarbon, Gourissi am Parnes. Mehrere sehr deutliche Exemplare von *Mizzia velebitana*. — Fig. 2. Ob es sich hier wirklich um *Vermiporella velebitana* handelt, wage ich auf Grund der Abbildung nicht zu entscheiden; möglich ist es. — Fig. 3, 4. Obercarbon, Chios. Ganz sicher *Anthracoporella spectabilis*. Diese Art war bisher nur aus den Karnischen Alpen bekannt. Da das stratigraphische Verhältnis der Mizzienkalke Dalmatiens zu den Anthracoporellenkalken Kärntens bisher ungeklärt ist, wäre eine schichtweise Aufsammlung von Diploporen auf Chios dringend erwünscht, um die Lage der Mizzien (Textfig. 59) zu den Anthracoporellen festzustellen.

Tab. 27, Fig. 1 und 2. Vollkommen unkenntlich.

Tab. 28, Fig. 1, 4. Unbestimmbare Diploporen. — Fig. 5, 6. Ob es sich hier wirklich um Dasycladaceen handelt, ist nicht ganz sicher. *Gyroporella vesiculifera* liegt wegen des relativ engen inneren Hohlraumes bestimmt nicht vor.

Tab. 29, Fig. 1, 2, 4. Unbestimmbare Diploporen. — Fig. 3. Auch dieses Fossil, von der Quelle Gourizi zwischen Kiourka und Kakossalessi, ist streng genommen nicht spezifisch bestimmbar. Da die Annulation aber deutlich ist, spricht immerhin eine recht große Wahrscheinlichkeit für *Diplopora annulata*.

Tab. 30, Fig. 1—4. Durchwegs ganz unbestimmbar.

Tab. 38, Fig. 7, 8. Um was für Algen es sich hier handeln soll, vermag ich nicht zu erkennen.

Tab. 46, Fig. 5. Sehr zweifelhaft, ob überhaupt eine Dasycladacee; jedenfalls nicht näher bestimmbar.

Die technische Wiedergabe der Photographien ist im ganzen leider merklich weniger gut, als im ersten Teil der „Roches cristallophylliennes“, wodurch das Erkennen der abgebildeten Fossilien natürlich erschwert wird.

Anhangsweise möchte Ref. noch bemerken, daß in der Besprechung des 1. Teiles der „Roches cristallophylliennes“ in diesem Jahrbuch, 1919, auf p. -327-, 2. Absatz von unten durch einen Irrtum bei Durchführung einer Korrektur der Name der Art, um die es sich handelt, ausgefallen ist. Am Beginn dieses Absatzes ist einzufügen:

*Macroporella Benecke* SAL. spec. p. 24, Tab. XI.

J. Pia.

E. Nowack: Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres. (Naturwissenschaften. 1919. H. 49.)

Das Adriatische Meer wurde früher allgemein für ein junges Einbruchsbecken gehalten. Tatsächlich befindet sich die nördliche Adria zweifellos in Senkung, die nur im nordwestlichen Teil durch die starke Sedimentation der Alpenflüsse überkompensiert wird. Doch hat diese Senkung erst am Ende des Tertiär eine vorhergehende bedeutende Hebungsperiode abgelöst. Dagegen ist die albanische Küste in Hebung begriffen. Sie taucht in Faltenwellen aus dem Meer auf. Am Beginn des Jungtertiär

reicht die Adria bis an den Rand von Hochalbanien. Sowohl die allgemeine Hebung als auch die Faltung halten in Niederalbanien heute noch an. Die appenninische Küste der Adria zeigt gleichfalls unzweifelhafte Spuren einer sehr bedeutenden, nur zeitweise unterbrochenen quartären Hebung, die in der Gegenwart fort dauert. In ihrer Gesamtheit ergeben die quartären Niveauverschiebungen im Bereich der Adria eine Schiefstellung des ganzen Gebiets, eine Senkung in NO und eine viel stärkere Hebung im SW. Die Adria verschiebt sich nach NO. Aber auch ihre ursprüngliche Anlage ist nicht auf relativ junge Brüche zurückzuführen. In Niederalbanien ist die Sedimentation von der Kreide bis ins Pliocän im wesentlichen ununterbrochen. Die Uradria ist demnach eine tertiäre Geosynklinale, aus der die rezente Adria durch Einengung hervorgegangen ist. Nur die Straße von Otranto hat Einbruchscharakter. Sie ist erst im Quartär entstanden, während die tertiäre Adria ihre Verbindung mit dem Mittelmeer im W und ihr Südende in Südalbanien hatte. Im Oberpliocän war die Adria wahrscheinlich kurze Zeit ein geschlossenes Binnenmeer mit leicht brackischem Wasser.

J. Pia.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: [1922](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1044-1116](#)