

Werk

Titel: Geologische Rundschau

Ort: Leipzig

Jahr: 1917

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0008|log34

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

BAND VIII

HEFT 5/8

GEOLOGISCHE RUNDSCHAU
ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON DER

GEOLOGISCHEN
VEREINIGUNG

UNTER DER SCHRIFTFÜHRUNG VON

G. STEINMANN
(BONN)

W. SALOMON **O. WILCKENS**
(HEIDELBERG) (STRASSBURG i. E.)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 8 HEFTEN VON JE 4-5 BOGEN
BEZUGSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.—



LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1917

Ausgegeben am 16. April 1918.



INHALT

	Seite
I. Aufsätze und Mitteilungen:	
Dr. Radim Kettner, Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. Mit einer tabellarischen Übersicht und einer geologischen Übersichtskarte Tafel I	169
J. Stiny, Versuche über Schwemmkegelbildung. Mit 3 Figuren im Text	189
H. A. Brouwer, Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. Mit 2 Figuren im Text	197
II. Besprechungen:	
Das oberengadinere Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken. (Otto Wilckens)	210
III. Geologischer Unterricht:	
Bestrebungen zur Hebung des Unterrichts in Geologie auf Schulen und Hochschulen. (Steinmann)	252
Ersatz der Bogenlampe durch Halbwattlampe zu Projektionszwecken. (Steinmann)	255
Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen und mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im W.-S. 1917/18.	257
IV. Bücher- und Zeitschriftenschau:	
Die Großfalten der Erdrinde. (Abendanon) 261. Alter des Chocdolomits. (Goetel) 263. Lehrbuch der praktischen Geologie. (Keilhack) 264. Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn. (Frech) 264. Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. (Schmidt) 265. Handbuch der Mineralchemie. (Doelter) 265. Das Bergrecht Preußens und des weiteren Deutschlands. (Müller-Erbach) 266. Die geologisch-geographischen Verhältnisse der Nordpfalz. (Häberle) 266. Grundzüge der allgemeinen Geologie. (Tornquist) 266. Geologischer Bau und Landschaftsbild. (Sapper) 267. Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. (Sapper) 267. Die geothermischen Verhältnisse der Kohlenbecken Österreichs. (Höfer) 267. Die Verwerfungen. (Höfer) 268. Erdgeschichtliche Spaziergänge. (Pohlig) 268. Lehrbuch der Geologie. (Wagner) 269.	
V. Persönliches	269
VI. Geologische Vereinigung:	
Rechnungsabschluß für das Jahr 1916	270
Nachrufe:	
Ernst Wilhelm Benecke. Mit Tafel II. (Steinmann)	271
Richard Lachmann. Mit Tafel III. (Steinmann)	279

Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten, Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung an den Verleger der Rundschau, Wilhelm Engelmann, Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahin sind auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der Zeitschrift zu richten.

Zusendungen an die Schriftleitung.

An den Schriftleiter Professor G. Steinmann, Bonn, Poppelsdorfer Allee 98 sind zu senden:

1. Aufsätze und kleinere Mitteilungen, Notizen usw.

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums.

Von Dr. Radim Kettner (Brünn).

Mit einer tabellarischen Übersicht und einer geologischen Übersichtskarte Taf. I.

Zum Algonkium wird in Mittel- und Westböhmen seit mehreren Jahren der ausgedehnte und mächtige Schichtenkomplex von Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken gezählt, welcher von allen Seiten das ältere Paläozoikum umgibt, sein Liegendes bildet und von dem unzweifelhaften Kambrium durch eine mächtige Diskordanz getrennt wird. Der so gedeutete Schichtenkomplex wurde von JOACHIM BARRANDE in sein »Système silurien« einbezogen, in welchem er einen großen Teil der sog. »azoischen« Schichten bildete. Die azoischen Schichten BARRANDES umfaßten zwei Etagen: die kristalline Schieferetage A und die Schiefer- und Konglomeratetage B.

Bei der geologischen Aufnahme der österreichischen Monarchie, die in den fünfziger und sechziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien zum erstenmal unternommen wurde, hat M. V. LIPOLD¹⁾ erkannt, daß die Konglomerate der BARRANDESchen Etage B den Schiefen der Etage B diskordant aufgelagert sind, daß sie jedoch von den die »primordiale« Fauna BARRANDES enthaltenden Schichten der Etage C (den Jinecer Schichten) konform überlagert werden. Auf Grund dieser Erfahrung zerteilte LIPOLD die BARRANDESche Etage B in zwei Untergruppen: in die älteren Příbramer Schiefer und die jüngeren Příbramer Grauwacken. Die letzteren sind also mit den darüberliegenden Jinecer Schichten viel enger verknüpft, als mit den Příbramer Schiefen und sollten demgemäß von der Etage B abgetrennt und eher der Etage C angegliedert werden.

Dazu sei hier noch bemerkt, daß die Příbramer Bergleute schon seit langem ohne Rücksicht auf die Einteilung BARRANDES und die Beobachtungen LIPOLDS in der Umgebung von Příbram Schiefer- und Grauwackenzonen unterschieden²⁾, und daß schon 5 Jahre vor

¹⁾ Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien 1860, S. 89.

²⁾ Vgl. z. B. FR. POŠEPNÝ, Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram, Archiv f. prakt. Geologie II, 1895.

LIPOLD der vorzügliche Příbramer Forscher JOH. GRIMM³⁾ die diskordante Lagerung der Grauwacken auf den Schiefen bei Trhové Dušníky (nördlich von Příbram) richtig beobachtet hat. Es ist nicht ausgeschlossen, daß LIPOLD bei seinen stratigraphischen Untersuchungen in Mittelböhmen die Bezeichnungen der Příbramer Bergleute und die Beobachtungen GRIMMS teilweise benutzt hat.

Die kristalline Schieferetage A, in welcher sich als vorherrschende Felsarten Glimmerschiefer, Glimmerschieferphyllite, Phyllite und halbkristalline Tonschiefer unterscheiden lassen, machte den alten Aufnahmsgeologen viele Sorgen. Die normal entwickelten Příbramer Schiefer gehen nämlich an manchen Stellen, so besonders in Westböhmen im Střelaflußgebiete, in Mittelböhmen bei Eule u. a. ganz allmählich in die kristallinen Gesteine der BARRANDESchen Etage A über, so daß sich eine scharfe Grenze zwischen den beiden Etagen kaum ziehen läßt. Dieser Tatsache waren sich die alten Geologen (FERD. HOCHSTETTER, FERD. v. LIDL, M. V. LIPOLD u. a.) ganz gut bewußt, haben jedoch trotzdem, die Autorität BARRANDES respektierend, die Etage A durch bestimmte Grenzlinien zur Darstellung gebracht. Selbstverständlich beruhen diese Grenzlinien auf der subjektiven Auffassung jedes einzelnen Forschers. Theoretisch wurde die Etage A von LIPOLD und J. KREJČÍ im Jahre 1859 von der »Silurformation« BARRANDES abgetrennt und schon dem Urgebirge als »Urtonschiefer« zugezählt.

Im Jahre 1877 sind für die untersten Etagen BARRANDES in der böhmisch verfaßten Geologie von JOH. KREJČÍ⁴⁾ neue Benennungen vorgeschlagen worden. Die Urtonschiefer LIPOLDS (Etage A) sind hier als Euler Schiefer, die Příbramer Schiefer als Pilsener Schiefer und die Příbramer Grauwacken als Třemošná-Konglomerate bezeichnet. Durch diese neuen Namen ist freilich kein Fortschritt erzielt worden, vielmehr haben die neuen Bezeichnungen nur neue Irrtümer und Fehler in der Literatur verschuldet.

Alle einzelnen Ansichten verschiedenster Forscher über die stratigraphische Zugehörigkeit der ältesten Etagen BARRANDES hier aufzuzählen, ist nicht Zweck folgender Zeilen. Übersichtlich sind dieselben in den Arbeiten J. J. JAHNS⁵⁾, CYR. R. v. PURKYNĚS⁶⁾ und FR. SLAVÍKS⁷⁾ angeführt. Es sei hier nur noch so viel bemerkt, daß J. KREJČÍ⁸⁾

³⁾ Die Erzniederlage bei Příbram in Böhmen. Prag 1855. S. 31.

⁴⁾ Geologie čili nauka o útvarech zemských usw. Prag 1877. S. 385.

⁵⁾ Über die geologischen Verhältnisse des Kambrium von Tejšovic und Skreje in Böhmen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1895. S. 647—667.

⁶⁾ Die Steinkohlenbecken bei Miröschau und Skofic und ihre Umgebung. Bulletin intern. der böhm. Akademie. Prag 1904. S. 1—2. Geologie des Pilsener Bezirkes (böhmisch), Pilsen 1913, S. 9—12.

⁷⁾ Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zwischen Kladno und Klattau. Archiv für die naturwiss. Landesdurchforschung Böhmens. Prag 1908.

⁸⁾ Časopis Musea král. Českého (Zeitschrift des Museums des Königreichs Böhmen. Prag 1876.

im Jahre 1876 von den beiden azoischen Etagen BARRANDES die Etage A (seine Euler Schiefer) und die Příbramer oder Pilsener Schiefer »nach der Analogie mit anderen Gebieten und der jetzt herrschenden Terminologie« bereits dem Huron zugeteilt hat. Im Jahre 1888 kommt in der Schrift FR. POŠEPNÝS über die Příbramer Adinolen⁹⁾ für Příbramer Schiefer LIPOLDS die Bezeichnung »Präkambrium« zum erstenmal vor und in der sieben Jahre später erschienenen Arbeit desselben Forschers¹⁰⁾ ist zum erstenmal auf die Verwandtschaft mit dem amerikanischen Algonkian hingewiesen worden.

Seit dieser Zeit zählt man die Etage A und den unteren Teil der Etage B (Příbramer oder Pilsener Schiefer) zum Präkambrium; da jedoch das Präkambrium, wie es schon der Name selbst sagt, alle vorkambrischen Formationen, also auch das Archäikum umfaßt, ist die Bezeichnung als Algonkium für unsere azoischen Schichten am zweckmäßigsten¹¹⁾. Archaisch können sie deshalb nicht genannt werden, da sie in ihrer Haupterstreckung noch wenig oder gar nicht kristallin sind und da ihre klastische Beschaffenheit noch eine ältere Formation in Böhmen voraussetzt. Demjenigen ferner, der uns vielleicht fragen möchte, ob die azoischen Schichten Böhmens nicht ein unteres Kambrium vorstellen könnten, sei hier zur Erklärung gesagt, daß eben in der letzten Zeit¹²⁾ der größte Teil der Příbramer Grauwacken LIPOLDS (der oberen Abteilung der Etage B), die von den Příbramer Schiefen, wie gesagt, durch eine äußerst deutliche Diskordanz getrennt sind, als das untere Kambrium erkannt worden ist.

Obwohl es nach den oben gesagten Erörterungen klar ist, daß die Gesteine der Etage A ganz allmählich in die Gesteine der Příbramer Schiefer übergehen und daß zwischen den beiden Schichtenkomplexen eigentlich keine bestimmten Grenzen existieren, wird die unbestimmt definierte Etage A doch in der Literatur, besonders in den meisten Lehrbüchern, getrennt von den Příbramer Schiefen speziell behandelt.

Die kristalline Beschaffenheit einer Felsart kann uns keinen festen Anhaltspunkt für eine verlässliche Bestimmung des Alters eines Gesteinskomplexes liefern. So ist es auch mit der BARRANDESchen »Étage« A. Die kristalline Beschaffenheit der Gesteine, welche diese »Étage« zusammensetzen, bietet noch keinen Beweisgrund dafür, daß sie alle älter sein müssen als die Příbramer Schiefer, die fast ausschließlich deutlich klastisch und nicht metamorphosiert sind. Kristallinisch aus-

⁹⁾ Über die Adinolen von Příbram in Böhmen. Tschermaks miner. u. petr. Mitteilungen X. Wien 1888. S. 179.

¹⁰⁾ l. c. 2), S. 616.

¹¹⁾ Vgl. RADIM KETTNER, Ein Beitrag zur Kenntnis des Kambriums von Skreje in Böhmen. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellschaft d. Wiss. Prag 1913. S. 16.

¹²⁾ Siehe RADIM KETTNER, Über die Žitceer Konglomerate — den untersten Horizont des böhmischen Kambriums. Bulletin intern. d. böhm. Akademie. Prag 1915. S. 56—57.

sehende Gesteine treffen wir im böhmischen Algonkium meistens rings um Granitstöcke und Massive von Tiefengesteinen. Daraus können wir schließen, daß diese kristalline Beschaffenheit der in Rede stehenden Gesteine auf der kontaktmetamorphen Beeinflussung des Tiefengesteins auf die Příbramer Schiefer beruhe. Von besonderer Wichtigkeit sind ferner die Feststellungen H. L. BARVÍRS¹³⁾, daß ein großer Teil von Euler Schiefen bei Eule, also in der Gegend, wo die Etage A nach der Auffassung der alten Forscher typisch entwickelt sein sollte, von schiefrig gewordenen intrusiven Porphyren und Grünsteinen gebildet wird, die viel jünger sind als die benachbarten algonkischen Sedimente. Phyllitisch aussehende Gesteine sedimentären Ursprungs, die neben den erwähnten zerdrückten Eruptiven bei Eule vorkommen, gehören nach den neuesten Aufnahmen des Verfassers viel jüngeren Gliedern des böhmischen Algonkiums an als z. B. die westböhmischen Phyllite in der Umgebung von Rabenstein und Luditz.

Aus all dem Gesagten geht hervor, daß die kristalline Beschaffenheit einiger Teile des böhmischen algonkischen Schichtenkomplexes für die künftige stratigraphische Einteilung des böhmischen Algonkiums keine feste Grundlage bieten kann und daß demgemäß die BARRANDESche Etage A ihren Wert als stratigraphische Einheit im Barrandien (d. h. im BARRANDESchen »Système silurien«) verliert.

Im Komplex der BARRANDESchen Etagen (im sog. Barrandien) nehmen die algonkischen Schichten den größten Teil ein. Sie bauen ein mehr als fünfmal so großes Gebiet auf, als alle anderen postalgonkischen (altpaläozoischen) Etagen zusammen. Während aber diese, in viel geringerer Mächtigkeit entwickelten und sich auf viel kleineres Gebiet beschränkenden Etagen schon zur Zeit BARRANDES ziemlich eingehend stratigraphisch eingeteilt wurden und auch jetzt noch näher in Stufen, Horizonte und Zonen zergliedert werden, bleibt der mächtige algonkische Schichtenkomplex stets noch stratigraphisch ungegliedert. Die Vernachlässigung der näheren stratigraphischen Durchforschung unseres Algonkiums hat ihre Ursache darin, daß die algonkischen Schichten bisher keine Fossilien geliefert haben und daß die große petrographische Einförmigkeit kaum erlaubt, feste und gut verfolgbare Leithorizonte zu bestimmen. Die vorherrschenden dünnschichtigen Tonschiefer wechsellagern hier in unendlicher Wiederholung mit Grauwackenschiefern und massiven Grauwacken, und die anderen, im ganzen Schichtenkomplexe untergeordnet auftretenden Gesteine, wie Pyrit- und Alaunschiefer, Kieselschiefer (Lydite) und Kalkschiefer bilden hier nie zusammenhängende und sich weit erstreckende Schichten, die vielleicht als stratigraphische Horizonte benutzt werden könnten, sondern erscheinen immer nur als lokale, bald sich auskeilende Einlagerungen.

¹³⁾ Betrachtungen über die Herkunft des Goldes bei Eule usw. Archiv für die naturwiss. Laudesdurchforschung Böhmens. Prag 1906.

Durch verdienstvolle Arbeiten FR. SLAVÍKS¹⁴⁾ ist in unserem Algonkium bereits eine mächtige vulkanische Tätigkeit nachgewiesen worden. Unter den verschiedensten Eruptivgesteinen, die sich im algonkischen Schichtenkomplexe in einer ungeheueren Menge finden, hat SLAVÍK auch solche erkannt, welche durch ihr geologisches Auftreten und mikroskopische Beschaffenheit eine unzweifelhaft effusive Natur verraten. Es mußten zu einer gewissen Zeit der algonkischen Periode in Böhmen unterseeische vulkanische Ausbrüche stattgefunden haben, bei denen sich am Meeresgrunde bei gleichzeitiger Sedimentation der Schiefer gewaltige Decken und Ergüsse von diabasischen Magmen ausgebreitet haben. Wegen der dichten Beschaffenheit wurden diese Diabase von den älteren Geologen meistens als Aphanite bezeichnet. Durch die Untersuchungen SLAVÍKS sind unter ihnen mehrere Strukturabarten, so namentlich Spilite, feinkörnige phanomere Diabase, olivinhaltige Diabase, Mandelsteine, Plagioklas- und Augitporphyrite, Variolite, Variolitaphanite, glasige Brekzien u. a. unterschieden worden. Die echten Spilite bilden eine weit vorherrschende Strukturabart, die anderen Abarten kommen viel untergeordneter vor und sind als Fazies des ganzen »Spilit«komplexes aufzufassen. Es sei hier bemerkt, daß bei uns die Bezeichnung »Spilit« mehr im geologischen, als im rein petrographischen Sinne verwendet wird; in der Geologie des böhmischen Algonkiums stellt der »Spilit« also einen kollektiven Namen vor, bei welchem man an die algonkischen Ergußgesteine überhaupt zu denken pflegt.

Wenn man nun die Verbreitung der Spilite näher verfolgt, so kann man bald bemerken, daß sie nicht gleichmäßig im algonkischen Schichtenkomplexe zerstreut sind, sondern daß sie sich nur auf gewisse Streifen beschränken. In manchen Gebieten bilden sie ein wichtiges und ganz gewöhnliches Element des algonkischen Gesteinskomplexes, in anderen wieder sind sie eine ganz fremde Erscheinung. Am häufigsten kommen die Spilite in einem Streifen des Algonkiums zum Vorschein, der sich von Klattau über Pilsen durch die Umgebungen von Radnice und Pürglitz nach Kladno zieht¹⁵⁾, hier unter die permokarbonische Bedeckung taucht und bei Kralupy im tiefen Moldautale¹⁶⁾ in typischer Ausbildung wieder zutage tritt. Stellenweise kann dieser Streifen eine Breite von mehr als 10 km erreichen. Daneben sind Spilite noch in einem schmäleren Zuge zwischen Mies

¹⁴⁾ Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Präkambriums, Bulletin intern. der böhm. Akademie, 1902, und Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zwischen Kladno und Klattau. Archiv für die naturwissenschaftliche Landesdurchforschung Böhmens. Prag 1908.

¹⁵⁾ Vgl. SLAVÍK, Spilitische Ergußgesteine usw., l. c. ¹⁴⁾. Siehe auch CYRILL RITZER v. PURKYNE: Geologische Karte des Pilsener Bezirkes, 1:30000, Pilsen 1910, Erläuterungen 1913.

¹⁶⁾ Vgl. RADIM KETTNER, Über einige Eruptivgesteine im Algonkium des Moldaugebietes. Bulletin intern. der böhm. Akademie. Prag 1912.

und Plasy¹⁷⁾, dann in der sog. zweiten Schieferzone bei Příbram¹⁸⁾ und vereinzelt in der Umgebung von Miröschau¹⁹⁾ sowie bei Závist und Záběhllice südlich von Prag bekannt²⁰⁾.

Als Begleitgesteine der Spilite kommen in unserem Algonkium stellenweise Alaun- und Pyritschiefer, sowie auch Kieselschiefer vor. Von den ersteren ist durch die Forschungen F. SLAVÍKS²¹⁾ festgestellt worden, daß sie direkt an die spilitischen Ergüsse genetisch gebunden sind; im Verband mit den Eruptionen traten am Meeresgrunde Thermalquellen auf, die in die sich bildenden Sedimente die Pyritsubstanz mitbrachten. Nach den bisher bekannten Tatsachen läßt sich behaupten, daß die Pyrit- und Alaunschiefer nie in den Gebieten zu finden sein werden, wo die spilitischen Ergußgesteine fehlen.

Was dann die Kieselschiefer (Lydite) betrifft, so sei hier vorerst darauf aufmerksam gemacht, daß es bisher keine Gründe gibt, bei ihnen einen organischen Ursprung anzunehmen; vielmehr läßt sich dafürhalten, daß auch die Lydite durch die Einwirkung von heißen Quellen zustande gekommen sind, die sich zur Zeit der algonkischen Periode am Meeresboden ergossen und die sich bildenden Ton- schiefer mit der Kieselsäure imprägniert haben. Aus der Verbreitung der Lydite ist ersichtlich, daß sie in den meisten Fällen mit den Spiliten vergesellschaftet sind; es gibt aber auch ganze Landstriche, wo beim fast absoluten Fehlen der Spilite die Kieselschiefer massenhaft auftreten (der Zug des Algonkiums zwischen Rokycany, Zbirov, Hudlice und dem Berauntale unterhalb Pürglitz, dann die Umgebung von Úhošť und das Moldaugebiet unterhalb Prag bis zu Libšice), sowie auch solche, in welchen wieder neben den häufigen Spiliten Kieselschiefer fast oder überhaupt nicht vorhanden sind (Mies-Plaser Spilitzug; äußerst selten sind sie in der Gegend zwischen Lohovice und Zvíkovec nördlich von Radnice, sowie in dem nördlich von der Mies bei Zvíkovec sich erstreckenden Gebiete)²²⁾.

Daß die Lydite ihre Entstehung der algonkischen vulkanischen Tätigkeit verdanken, darüber bin ich nicht im Zweifel; nur die gegen-

17) SLAVÍK, Über Alaun- und Pyritschiefer Westböhmens. Bulletin intern. d. böhm. Akad. 1904, sowie Studien über den Mieser Erzdistrikt usw., ebenda selbst 1905.

18) SLAVÍK, Über Spilite im Příbramer Algonkium. Vrba-Festschrift der böhm. Akademie 1915 und Bulletin intern. d. böhm. Akad. 1915, und R. KETTNER, Bericht über die geologischen Studien in der Umgebung von Dobříš und Neu-Knín (böhmisch). Sborník čes. společnosti zeměvědné. Prag 1915.

19) CYR. RITTER v. PURKYNĚ, l. c. 6).

20) R. KETTNER, l. c. 16), und Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Königsaal. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1914.

21) Über Alaun- und Pyritschiefer Westböhmens. Bulletin intern. d. böhm. Akademie. Prag 1914.

22) Vgl. FR. SLAVÍK, Über das Präkambrium im Miesflußgebiete (böhmisch). Sborník české společnosti zeměvědné. Prag 1907.

seitigen Beziehungen zwischen den Spiliteruptionen und der Bildung der Lydite sind heute noch nicht völlig geklärt. Wie ich mir die ganze Sache vorstelle, soll weiter unten erklärt werden.

In der ungleichen, dabei aber auffallend regelmäßigen Verbreitung der Spilite in unseren azoischen Schichten sehe ich eine feste Grundlage für die stratigraphische Einteilung des böhmischen Algonkiums. Bei der bekannten Zusammenfaltung des Barrandiens sind wir ganz berechtigt anzunehmen, daß die heute scheinbar selbständigen, Spilitdecken einschließenden Streifen zu einer und derselben stratigraphischen Stufe des böhmischen Algonkiums gehören und einer gewissen Zeitepoche entsprechen, zu welcher große vulkanische Eruptionen erfolgten. Die Streifen der algonkischen Sedimente, in welchen die spilitischen Ergußgesteine und die an die letzten genetisch gebundenen Vitriolschiefer bzw. Kieselschiefer fehlen, gehören den Schichtengruppen, die teils jünger, teils älter sind als die spilitische Stufe.

Gehen wir nun z. B. aus der Gegend der typischsten Entwicklung der spilitischen Stufe, von Radnice aus gegen NW., also senkrecht zum Streichen der Schichten. Da die Schichten zuerst im ganzen gegen NW. einfallen, so dringen wir in jüngere Schichten ein. Dieselben sind durch das absolute Fehlen der Spilite und der Kieselschiefer gekennzeichnet und streichen aus der nördlichen Umgebung von Pilsen über den unteren Flußlauf der Střela in die Gegend von Kralovice fort. Nach SLAVÍK²³⁾, welcher in dieser Gegend detaillierte Untersuchungen angestellt hat, sind die algonkischen Schichten des unteren Střelaflußgebietes in eine unsymmetrische, längs zerrissene Synklinale gelegt²⁴⁾, deren Achse in der nordöstlichen Richtung über Plasy verläuft. Von Liblín bis zu Plasy fallen die Schichten zuerst flacher, dann unter einem größeren Winkel gegen NW. ein, hinter der Plaser Störung läßt sich dagegen das südöstliche Einfallen der Schichten nachweisen. Setzen wir unser Profil gegen NW. fort, so kommen wir bald wieder in die Gesteine der spilitischen Stufe, welche hier durch Spilitfundorte bei Ober-Hradiště und Vrážno, bei Korejtko, Planes, Hubenov und Böhmisch Neustadt, Mies, sowie durch Vorkommen von Vitriolschiefern bei Drážen, Vrážno und Littau charakterisiert sind. Es scheint demzufolge, daß der eben angetroffene Spilitzug (Mies-Plaser Zug), dessen größerer Teil von permokarbonischen Ablagerungen überdeckt ist und welcher nördlich von Kralovice von der Granitmasse bei Čistá unterbrochen wird, mit dem spilitischen Hauptzuge zwischen Klattau und Kladno gleichen Alters ist, denn er bildet eine Fortsetzung des Hauptzuges im nordwestlichen Flügel der

²³⁾ l. c. ²¹⁾, S. 15—16.

²⁴⁾ Die Störung, von welcher die Plaser Synklinale betroffen ist, entspricht einerseits der südlichen Begrenzung des Granitstockes von Čistá, andererseits der Begrenzung des Manětiner Beckens.

Synklinale, in welche die westböhmisches algonkischen Schichten im unteren Střelafußgebiete gefaltet wurden.

Da der Mies-Plaser Spilitzug verhältnismäßig schmal ist, kommen wir beim Fortsetzen unseres Profils gegen NW. aus der spilitischen Stufe bald heraus und gelangen somit in ihr Liegendes. Spilitische Ergußgesteine, Vitriolschiefer und Lydite fehlen hier überhaupt, und als vorherrschende Felsart sind hier zuerst dünn-schichtige Tonschiefer anzutreffen. Wie uns das prachtvolle Profil, welches uns das tiefe Střelatal aufschließt, belehrt, fallen die Schichten hier gegen SO., bzw. gegen OSO., also in das Liegende der spilitischen Stufe ein und gehen gegen abwärts zu ganz allmählich und ohne nachweisbare Diskordanz²⁵⁾ zuerst in halbkristallinische Sedimente, dann in Phyllite (Dachschieferphyllite bei Manětín und Rabenstein), Glimmerschieferphyllite (Chiesch) und zuletzt in Glimmerschiefer (Luditz) über.

Der durch das Střelatal zwischen Plasy und Luditz aufgeschlossene Schichtenkomplex ist älter als die spilitische Stufe und stellt uns die älteste Abteilung des böhmischen Algonkiums vor. Die Ursache der Umwandlung der Sedimente dieser ältesten algonkischen Stufe in Phyllite, Glimmerschieferphyllite und Glimmerschiefer liegt in einer Kontaktmetamorphose, welche durch die Intrusion eines Granitgneis-Lakkolithen von Buchau hervorgerufen wurde. Die Intrusion dieses Lakkolithen scheint älter zu sein als die variskische Faltung. Die Glimmerschiefer der Umgebung von Luditz, welche sich als das älteste Glied des im Střelatal beobachteten Profils erweisen, sind die ältesten bisher bekannten Gesteine des böhmischen Algonkiums und unter den Gesteinen, deren Alter wir heute verlässlich kennen, auch die ältesten Gesteine Böhmens überhaupt²⁶⁾.

Die älteste Abteilung des böhmischen Algonkiums beschränkt sich, soweit es heute bekannt ist, auf den westlichen Rand des Territoriums der algonkischen Schichten, d. h. auf das Gebiet, welches im Osten durch die Linie Kladrau, Mies, Plasy, im Westen durch verschiedene Eruptivgesteine (Granite, Gabbro, Amphibolite) des Tepler Hochlandes begrenzt wird.

Wichtige Anhaltspunkte für die Lösung der Frage nach der stratigraphischen Gliederung des böhmischen Algonkiums bietet uns ferner der Streifen algonkischer Gesteine, von welchem die altpaläozoischen Sedimente Mittelböhmens am südöstlichen Rande umsäumt werden. Hierher gehört vor allem das Moldaugebiet zwischen den St. Johannes-Stromschnellen und Königsaal und die östlich, sowie südwestlich angrenzenden algonkischen Territorien. Im NW. werden die algonkischen Schichten durch die Závister Überschiebungs-

²⁵⁾ Vgl. RADIM KETTNER, Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. Bulletin intern. der böhm. Akademie. Prag 1913.

²⁶⁾ R. KETTNER, l. c. ²⁵⁾.

linie von den silurischen Ablagerungen getrennt²⁷⁾, im Süden grenzen sie an das mittelböhmische Granitmassiv und die Eruptiva der Euler Gegend. Von den wichtigsten Orten seien hier in diesem algonkischen Gebiete, von Osten angefangen, folgende genannt: Ouvaly, Říčany, Eule, an der Moldau: Vrané, Davle und Štěchovice, südwestlich von der Moldau: Mníšek, Neu-Knín und Dobříš. Bei Dobříš schließt sich an das eben angedeutete Gebiet als direkte Fortsetzung die sog. erste Příbramer Schieferzone an, die sich über Dubenec und Střebsko bis zum Rožmitáler Ausläufer der mittelböhmischen Granitmasse fortzieht.

Für die stratigraphischen Betrachtungen ist auf diesen Stellen un-
gemein wichtig zu betonen, daß im ganzen eben definierten algonkischen Gebiete im Südosten des mittelböhmischen älteren Paläozoikums weder spilitische Ergußgesteine, noch Kieselschiefer (Lydite) entdeckt worden sind. Auf das Fehlen der Lydite in der ersten Příbramer Schieferzone hat schon F. POŠEPNÝ²⁸⁾ in seiner Schrift über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Příbram aufmerksam gemacht. Von den Stellen, wo sich diese spilit- und kieselschieferfreien algonkischen Schichten mit den spilitführenden Komplexen berühren, sind nur die nächste Umgebung von Königsaal und die Gegend zwischen dem Lipížeř Tal und dem Dorfe Kytín nordwestlich von Dobříš zu erwähnen.

Das ganz vereinzelte Spilitvorkommen bei Závist und dem gegenüberliegenden Dorfe Záběhlice südlich von Königsaal beschränkt sich nach den detaillierten Aufnahmen eben auf die ältesten Schichten, die im ganzen algonkischen Moldaugebiete südlich von Prag zutage treten²⁹⁾. Knapp beim Závist Spilite ist das Algonkium durch eine mächtige Störung abgeschnitten, so daß das Liegende des Spilites hier nicht mehr zum Vorschein kommt. Ich bin der Ansicht, daß wir beim Aufschlusse des Závist und Záběhlicer Spilites mit den obersten Lagen der algonkischen spilitischen Stufe zu tun haben.

Was dann das algonkische Gebiet nordwestlich von Dobříš betrifft, so stellt uns dasselbe die Fortsetzung der zweiten Příbramer (spilit- und kieselschieferführenden) Schieferzone vor. Durch plötzliches tektonisches Auskeilen der ersten Příbramer (kambrischen) Grauwackenzone fließen die zwei algonkischen Schieferzonen der Příbramer Gegend nordwestlich von Dobříš ineinander³⁰⁾ und bieten uns somit

²⁷⁾ Vgl. RADIM KETTNER, Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse von Königsaal. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1914.

²⁸⁾ POŠEPNÝ, Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram. Archiv für praktische Geologie II, 1895, S. 627.

²⁹⁾ R. KETTNER, l. c. ²⁷⁾, S. 182.

³⁰⁾ R. KETTNER, Über Žitceřer Konglomerate — den untersten Horizont des böhmischen Kambriums. Bulletin intern. der böhm. Akademie. Prag 1915. S. 19 u. folg.

die einzige Stelle, wo man das gegenseitige Verhältnis der zwei Schieferzonen studieren kann.

Die erste Příbramer Schieferzone und ihre Fortsetzung: das algonkische Moldaugebiet zwischen Dobříš, Königsaal und Říčany ist aber nicht nur durch das Fehlen der Spilite und Kieselschiefer gekennzeichnet, sie liefert uns noch ein anderes eigentümliches und wichtiges Merkmal. Es wurden hier nämlich an vielen Orten Grauwackenkonglomerate und gerölleführende Grauwacken angetroffen, Gesteine, welche aus dem übrigen böhmischen Algonkium bisher unbekannt sind.

Die detaillierten geologischen Aufnahmen der letzten Zeit haben bereits erwiesen, daß diese Konglomerate und gerölleführenden Grauwacken in den algonkischen Schichten immer nur eine einzige Einlagerung bilden, welche sich als ein fester Horizont verfolgen läßt³¹⁾ und sich nirgends in mehreren übereinander gelegenen Lagen im Schichtenkomplexe in der Weise wiederholt, wie es z. B. FR. KATZER³²⁾ im Profile durch die Modřaner Schlucht unrichtig verzeichnet hat.

Der Konglomerathorizont tritt an folgenden Stellen zutage: 1. In einem Streifen, welcher sich von Jalové Dvory bei Libuš über die Modřaner Schlucht bis zu Závist zieht; in die Fortsetzung dieses Streifens ist auch das ganz vereinzelte Konglomeratvorkommen bei Jiloviště südwestlich von Königsaal zu legen. 2. In einigen Streifen zwischen Říčany und der Mündung des Sázavaflusses in die Moldau. 3. In mehreren Streifen in der Umgebung von Dobříš. 4. In einem Streifen, welcher sich durch die ganze erste Příbramer Schieferzone von Vobořiště über Dubenec und Střebsko bis nach Nesvačily bei Rožmitál zieht³³⁾.

In petrographischer Hinsicht sind die Gesteine des algonkischen Konglomerathorizontes als grobkörnige Sedimente zu bezeichnen, in welchen die Gerölle meistens die Beschaffenheit des Bindemittels besitzen. Scharfkantige Bruchstücke sowie wohlabgerundete Gerölle verschiedenster Größe von den uns bekannten algonkischen Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken sind hier durch die Substanz der üblichen algonkischen Grauwacken zusammengekittet. Nur ausnahmsweise sind auch Gerölle anderer Gesteine in der Bindemasse der algonkischen Konglomerate eingeschlossen, so namentlich verschiedene Tiefen- und Ganggesteine sowie auch Diabase effusiver Natur. Interessant ist die Tatsache, daß Quarzgerölle in den algonkischen Konglomeraten fast ganz fehlen.

³¹⁾ R. KETTNER, l. c. ²⁷⁾, S. 180.

³²⁾ Geologie von Böhmen. Prag 1892. S. 889, Fig. 253.

³³⁾ Siehe namentlich: R. KETTNER, l. c. ²⁷⁾, l. c. ³⁰⁾ und Zpráva o geologických studiích v okolí Dobříše a Nového Knína, Sborník čes. společnosti zeměvědné. Prag 1915.

Da die Bindemasse, wie gesagt, den überwiegendsten Geröllen unserer Konglomerate petrographisch vollkommen gleicht, so ist es manchmal sehr schwer an einer frisch abgeschlagenen Fläche das Bindemittel von der Substanz der Gerölle zu unterscheiden. An den angewitterten Flächen ragen jedoch die Gerölle aus der Grundmasse sehr deutlich heraus und können auch leicht von ihr befreit werden.

Wollen wir nun unseren Horizont von Grauwackenkonglomeraten stratigraphisch verwerten, so ist es notwendig:

1. das klastische Material der Konglomerate eingehend petrographisch zu analysieren und namentlich denjenigen Geröllen die größte Aufmerksamkeit zu schenken, welche andere Natur besitzen, als die der algonkischen Tonschiefer und Grauwacken;

2. den Schichtenkomplex im Liegenden der Konglomerate gründlich durchzuforschen und denselben mit den Schichten aus dem Hangenden der Konglomerate zu vergleichen. Dabei ist selbstverständlich den Einlagerungen von fremden Gesteinen im Tonschiefer- und Grauwackenkomplexe ein besonderes Augenmerk zu widmen.

Durch die mikroskopische Durchforschung der Gerölle wurden neben den vorwaltenden Tonschiefern und Grauwacken namentlich Diabase effusiver Natur und verschiedene Tiefen- und Ganggesteine erkannt. Diabasgerölle kommen an einigen Stellen massenhaft vor. Ihre auffallende strukturelle Ähnlichkeit mit den verschiedensten Abarten des algonkischen spilitischen Komplexes weist darauf hin, daß die Diabasgerölle meistens aus den zerstörten Spilitmassen stammen und daß demgemäß die spilitischen Ergußgesteine älter sind als der Horizont der Grauwackenkonglomerate³⁴⁾. Diese Schlußfolgerung findet ihre Bestätigung auch in der Tatsache, daß die Spilitmassen wirklich im Liegenden des Konglomerathorizontes anstehend angetroffen wurden.

So ist dies z. B. bei dem obenerwähnten Spilitvorkommen von Závist der Fall, wo die Fortsetzung der Konglomerate der Modřaner Schlucht in das Hangende des Závistër Spilites streicht³⁵⁾. Noch deutlicher tritt das Verhältnis der Spilite zum Konglomerathorizonte im schönen Profile durch Lipířer Tal nordwestlich von Dobříš zum Vorschein, wo sich die erste Příbramer (konglomeratführende) Schieferzone mit der zweiten (spilit- und kieselschieferführenden) Schieferzone vereint. Sämtliche Vorkommen von effusiven Diabasen und Spiliten beschränken sich hier auf den Schichtenkomplex im Liegenden der Konglomerate³⁶⁾.

³⁴⁾ Vgl. FR. SLAVÍK, Über Spilite im Příbramer Algonkium. Bulletin intern. der böhm. Akademie 1915 und Vrba-Festschrift der böhm. Akad. Prag 1915.

³⁵⁾ R. KETTNER, l. c. ²⁷⁾, S. 182.

³⁶⁾ Siehe R. KETTNER, Zpráva o geol. poměrech v okolí Dobříše a Nového Knína (Bericht über die geol. Verhältnisse der Umgebung von Dobříš und N. Knín); Sborník české společnosti zeměvědné. Prag 1915.

Mit den erwähnten Tatsachen glaube ich genügend nachgewiesen zu haben, daß die algonkischen Grauwackenkonglomerate der ersten Schieferzone und des Moldaugebietes südlich von Prag jünger sind als die spilitische Stufe.

Neben den Spilitgeröllen findet man in den algonkischen Konglomeraten auch Gerölle von Tiefengesteinen. Dieselben gehören meistens verschiedenen Graniten, Granodioriten, Quarzdioriten, Schriftgraniten, Apliten usw. an. Diese Eruptivgesteine aus dem klastischen Materiale der algonkischen Konglomerate liefern uns einen interessanten Beweis dafür, daß auch vorkambrische Eruptionen von Tiefengesteinen in Böhmen stattgefunden haben. Ihr primäres Vorkommen ist uns leider bisher unbekannt, und es ist noch sehr fraglich, ob es uns einmal gelingen wird, das primäre Vorkommen zu finden. Sämtliche uns heute bekannte Tiefengesteine Mittelböhmens sind viel jünger, am wahrscheinlichsten frühkarbonischen Alters.

Die plötzliche Veränderung der lithogenetischen Verhältnisse im algonkischen Schichtenkomplex, welche durch den Konglomerathorizont angezeigt ist, scheint auf eine Verlandungsphase während der algonkischen Periode und auf eine mit derselben verbundene Abtragung der eben emporgetauchten algonkischen Gesteine hinzuweisen. Die Anwesenheit von Geröllen verschiedenster algonkischer Gesteine im klastischen Materiale der Konglomerate spricht dafür, daß die Sedimentation zu einer Zeit durch Hebung beziehungsweise durch Faltung unterbrochen wurde, so daß die eben abgelagerten Schichten der destruktiven Tätigkeit der an der Erdoberfläche wirkenden Faktoren ausgesetzt wurden und in das Meer als Gerölle gekommen sind. Das Vorhandensein von Tiefengesteinen in den algonkischen Konglomeraten zwingt uns ferner anzunehmen, daß die Abtragung der algonkischen Schichtenkomplexe vor der Ablagerung des Konglomerathorizontes eine riesige sein mußte, wenn selbst die Tiefengesteinskörper freigelegt worden sind. Wenn man aber die Übergänge der Konglomerate in die benachbarten Schiefer- und Grauwackenschichten näher studiert, so kann man an allen bisher bekannten Konglomeratlokalitäten bald erkennen, daß der Übergang der Schiefer in die Konglomerate ganz allmählich geschieht, und zwar nicht nur im Hangenden, sondern auch im Liegenden der Konglomerate. Nirgends ist die untere Grenze der Konglomeratbank scharf entwickelt, nirgends finden sich Anhaltspunkte für die Ansicht, daß zwischen den Schieferschichten im Liegenden der Konglomerate und der Konglomeratbank eine Diskordanz vorhanden wäre.

Aus dieser Tatsache sind wir berechtigt anzunehmen, daß die vorkonglomeratische Verlandung nicht den ganzen Sedimentationsraum der algonkischen Schichten in Mittelböhmen betroffen hat, sondern daß sie sich auf gewisse Gebiete beschränken mußte. Welche Gebiete es sind und wo sie zu finden

sind, ist bisher noch nicht ermittelt. Sicher ist nur so viel, daß in den Landstrichen algonkischer Gesteine, in welchen die uns heute bekannten Konglomerate auftreten, die Sedimentation des algonkischen Meeres ruhig und ununterbrochen erfolgte.

Der algonkische Schichtenkomplex im Hangenden des Konglomerathorizontes bot bisher keine interessanten Einlagerungen von abweichenden Gesteinen. Es sind hier weder Eruptivgesteine vorkambrischen Alters, noch Einschaltungen von Gesteinen bekannt, deren Entstehung auf eruptiven Prozessen beruhen würden. Der Schichtenkomplex oberhalb der Konglomerate ist außerordentlich einförmig, indem er durchgängig aus dunkelgrauen Tonschiefern und Grauwackenschiefern aufgebaut wird.

Ich möchte aus den vorher angeführten Tatsachen folgenden Schluß ziehen: Der Konglomerathorizont des südöstlichen böhmischen Algonkiums stellt uns die basale Schicht einer selbständigen algonkischen Stufe vor, welche jünger ist als der spilitische Komplex. Diese Stufe wäre durch das Fehlen der spilitischen Ergußgesteine und der Lydite (Kieselschiefer) gekennzeichnet, und ihre basale Schicht — der Konglomerathorizont — würde dann nicht nur die Existenz einer Unterbrechung der Sedimentation während der algonkischen Periode bezeichnen, sondern spräche auch für den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit in unserem Algonkium.

Im böhmischen Algonkium zieht sich noch ein breiter Streifen von Schiefen und Grauwacken hin, in welchem bisher keine Spilite und Kieselschiefer nachgewiesen worden sind. Derselbe verläuft von Rakonitz über Kralovice gegen SW., quert den unteren Lauf des Střelaflußgebietes und taucht bei Kazňov und Třemošná unter die permokarbonischen Ablagerungen des Pilsener Beckens. Wie schon oben angedeutet wurde, sind die algonkischen Schichten im unteren Střelaflußgebiete zwischen Liblín und Plasy in eine Synklinale gelegt, welche beiderseits durch die Gesteine der spilitischen Stufe begrenzt wird: im NW. durch den Mies-Plaser Zug, im SO. (d. i. in der nordwestlichen Umgebung von Radnic) durch den spilitischen Hauptzug.

Es ist also aus den Lagerungsverhältnissen ersichtlich, daß der Rakonitz-Kralovicer Zug einer nachspilitischen Abteilung des böhmischen Algonkiums anzugliedern ist. Ob er sich mit der nachspilitischen, konglomeratführenden Stufe der ersten Příbramer Schieferzone und des Moldaugebietes südlich von Prag, was das Alter anbelangt, identifizieren läßt, muß noch durch spätere Forschungen entschieden werden.

Es bleibt uns noch eine Aufgabe übrig, nämlich die Stellung der Kieselschiefer in unserem Algonkium genauer zu bestimmen. Daß sie wirklich algonkischen Alters sind, bezeugen schon die riesigen Kieselschiefergerölle, welche massenhaft in den untersten Konglomeraten des

böhmischen Kambriums vorkommen. Oben wurde schon bemerkt, daß die Kieselschiefer in vielen Fällen gemeinschaftlich mit den Spiliten vorkommen und daß ihr Ursprung am wahrscheinlichsten auf der Wirkung der kieselsäurebringenden Thermalquellen auf die algonkischen Schiefer beruhe. Auch wurde gesagt, daß in unserem Algonkium ausgedehnte Gebiete zu finden sind, in welchen zwar der Kieselschiefer eine außerordentlich wichtige Komponente des algonkischen Schichtenkomplexes bildet, wo aber spilitische Ergußgesteine zu den äußerst seltenen Erscheinungen gehören. Von solchen Gebieten ist namentlich der breite Streifen zu erwähnen, welcher sich aus der südlichen Umgebung von Pilsen über Rokycany, Zbirov und Hudlice zum Beraunflusse bei Neuhütten zieht und weiter gegen NO. über Únhošt und das Moldaugebiet zwischen Podba ba (unterhalb Prag) und Letky in die nordwestliche Umgebung von Brandeis a. d. Elbe fortschreitet. Da die Kieselschiefer meistens linsenförmige Einlagerungen bilden, ragen sie als »Monadnocks« aus der einförmig eingeebneten algonkischen Umgebung heraus und werden so auf weite Entfernungen sichtbar. Im nordöstlichen Teile des in Rede stehenden Streifens, wo das Algonkium durch Kreideablagerungen überdeckt wird, ragen die Kieselschieferfelsen auch durch die Kreidesedimente hindurch.

Aus den Lagerungsverhältnissen, welche namentlich im tiefen Berauntale unterhalb Pürglitz und im Moldautale unterhalb Prag deutlich hervortreten, ergibt sich, daß der kieselschieferführende »Hudlic-Únhoštér« Streifen, das Hangende des spilitischen Hauptzuges bildend, jünger ist als dieser.

Unsicher bleibt uns nur das Verhältnis der Kieselschiefer zu den algonkischen Konglomeraten. Aus dem Umstande, daß die Kieselschiefer im Hangenden des Konglomerathorizontes bisher nirgends angetroffen wurden, könnte man annehmen, daß die Kieselschiefer sich am wahrscheinlichsten schon vor der Ablagerung der Konglomerate gebildet haben. Da aber die Kieselschiefer im klastischen Materiale der algonkischen Konglomerate, ähnlich wie Quarzgerölle, nicht vorzukommen pflegen, konnte die Annahme des größeren Alters der Kieselschiefer lange nicht bestätigt werden. Erst im Jahre 1914 ist es Prof. FR. SLAVÍK gelungen, im Kocábatale südwestlich von Neu-Knín beim Dorfe Pouště ein einziges Geröllstück von Kieselschiefer im Konglomerate zu finden²⁷⁾.

Es lassen sich also bezüglich der Kieselschiefer etwa folgende Schlüsse ziehen:

1. Das Emportreten der heißen die Kieselsäure bringenden Quellen erfolgte stellenweise noch während der Eruptionen der Spilite, meistens aber erst nach der Beendigung derselben.

2. Die Bildung der Kieselschiefer gehört somit zu den

²⁷⁾ Vgl. R. KETTNER, l. c. ²⁷⁾, Nachtrag.

Erscheinungen, welche wir als Nachklänge der vulkanischen Tätigkeit des böhmischen Algonkiums betrachten dürfen.

3. Da die Kieselschiefer ein höheres Alter als die Grauwackenkonglomerate aufweisen, mußte die vulkanische Tätigkeit schon vor der Ablagerungszeit der algonkischen Konglomerate beendet sein.

Manches, was uns bisher an den Kieselschiefern undeutlich erscheint, wird uns vielleicht die Blovicer Gegend südlich von Pilsen erklären, wo die Kieselschiefer massenhaft auftreten und stellenweise auch von den Spiliten begleitet werden.

* * *

Ich möchte jetzt unsere Ausführungen und Betrachtungen über die stratigraphischen Verhältnisse des böhmischen Algonkiums durch eine kurze und übersichtliche Zusammenfassung folgendermaßen beschließen:

1. Die Einteilung des böhmischen Algonkiums in die Etagen A und B, welche seit den BARRANDESchen Zeiten auch heute noch hier und da in der Literatur als richtig gilt, findet in den neueren Forschungen keine Begründung mehr und ist demzufolge vollkommen zu verlassen. Die stratigraphisch als wertlos erkannte »Etag« A muß aus dem Systeme der BARRANDESchen Etagen (aus dem Barrandien) völlig gelöscht, das böhmische Algonkium als ein einheitliches und selbständiges Ganzes betrachtet und mit dem Buchstaben B bezeichnet werden. Es empfiehlt sich weiter, die kambrischen »Příbramer Grauwacken« LIPOLDS, die nach BARRANDE den oberen Teil seiner »azoischen Schichten« darstellen und stets noch die Bezeichnung der Etage B zu tragen pflegen, nicht mehr mit der Etage B zu vereinen, sondern lieber schon der Étage C anzureihen.

2. Das böhmische Algonkium (die Etage B in unserem Sinne, die Příbramer Schiefer) läßt sich nach den im vorigen ausgeführten Betrachtungen in drei Stufen zerlegen, und zwar

- a) in die untere oder vospilitische (auch kristalline) Stufe;
- b) die mittlere oder spilitische Stufe, und
- c) die obere oder nachspilitische Stufe. (Vergleiche dazu die tabellarische Übersicht S. 184!)

a) Zu der unteren Stufe sind Glimmerschiefer, Phyllite, Dachschiefer und halbkristalline Schiefer Westböhmens zu rechnen. Namentlich im Strelaflußgebiete zwischen Luditz, Manětín und Plasy ist die Stufe schön aufgeschlossen. Nach den Orten der typischsten Entwicklung könnte man die untere Stufe auch als Luditz-Manětíner Stufe bezeichnen. Vulkanische Vorgänge scheinen im unteren böh-

Tabellarische Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse des böhmischen Algonkiums.

<p>Hangendes:</p>	<p>Pernokarbon des Schlan-lakonitzer, Ma-netiner und Pilsner Beckens.</p>	<p>In der westl. Bucht des mittelböhm. altpaläozoischen Beckens: <i>Unterstar</i> (stellenweise <i>dur.</i>, stellenweise <i>abf.</i>); Umgeb. von Miroševan und Kokošany: <i>Trochobol-konglomerat</i> (mitleres Kambrium); Gebiet von Streje und Teplovice: <i>mittleres Anabritoid</i>; Krusnáhora und die Nordbegrenzung des mittelböhm. älteren Paläozoikums: <i>Unterstar</i> (meistens Krusnáhora-Schichten <i>dur.</i>, stellenweise <i>est. abf.</i>).</p>	<p>Umgebung von Příbram u. Dobříš: <i>unteres Kon-gramm</i> (Zitceet Konglo-merate); Umgebung von Orvaly: <i>Unterstar</i> (<i>dur.</i>).</p>	<p>Anmerkung:</p>
<p>Große Diskordanz.</p>				
<p>Obere oder nach-splittische Stufe:</p>	<p>Rakonitz-Kralovi-cher Streifen in West-böhmen (Konglomerate unbekannt).</p>	<p>Dobříš-Rikaner Streifen (d. i. I. Prä-bramer Schieferzone und das Moldaugebiet zwi-schen Dobříš, Königsaal und Ríčaný). Horizont der Grauwackenkonglo-merate an der Basis.</p>	<p>Große vorkambrische Faltung u. riesige Abtragung der algon-kischen Schichtenkomplexe.</p>	<p>Vulkanische Tätigkeit wäh-rend der oberen Stufe unbe-kannt.</p>
<p>Mittlere oder splittische Stufe:</p>	<p>Mies-Plaser-Zug in Westböhmen. (Splittische Erguß-gesteine häufig, Vitriol-schiefer vorhanden, Kiesel-schiefer fehlen.)</p> <p>Haupt-streifen in mittleren Stufe</p>	<p>Lokale Hebung und Abtragung der alg. Schichten; Bloßlegung der Tiefengesteine. Diskordanz bisher noch nicht beobachtet, ihre lokale Existenz aber sehr wahrscheinlich.</p> <p>Obere oder kiesel-schieferfüh-rende Abteilung (Hudče-Übósteer-Zug.) Splittite fehlen fast, Kiesel-schiefer (Zug.) Splittite sehr häufig.</p> <p>Untere oder eigentliche splittische Abteilung (Radnic-Kraluper Splittzug, auch splittischer Hauptzug genannt). Splittite sehr häufig, Radnic-schiefer namentlich bei Pilsen, Radnic und Purglitz. Kiesel-schiefer kommen stellenweise vor, fehlen stellenweise.</p>	<p>Konkordante Lagerung.</p> <p>Zweite Příbramer Schieferzone, (Splittite und Kiesel-schiefer vorhanden, Vitriol-schiefer fehlen.)</p>	<p>Große vulkanische Tätigkeit; untere-schiefer (Splittite) von Thermalquellen (Vitriol-schiefer, Kiesel-schiefer) Intru-sionen von Tiefengesteinen. Die vulkanische Tätigkeit die-ser Stufe ist vor der Ablage-rungszeit des Grauwackenkon-gomerathorizontes des Dobříš-Rikaner Streifens ab-geschlossen worden.</p>
<p>Untere oder vorsplittische Stufe:</p>	<p>Luditz-Manetiner Streifen in West-böhmen. (Vorherrschendes Ge-stein: Glimmerschie-fer, Phyllite, Dach-schiefer, halbkristal-line Tonschiefer.)</p>	<p>Umgebung von Miroševan.</p>	<p>Splittvorkommen bei Königsaal.</p>	<p>Vulkanische Tätigkeit bisher unbekannt. Die kristalline Be-schaffenheit der die untere Stufe bildenden Gesteine durch spätere (Granit(gneis))intru-sionen und Gebirgsdruck her-vorgeföhren.</p>
<p>Liegendes:</p>	<p>Bis heute unbekannt.</p>			<p>Das Archäikum ist in Böhmen noch nicht nachgewiesen worden.</p>

mischen Algonkium nicht vorhanden gewesen zu sein. Gegen das Hangende zu geht die untere Stufe ganz allmählich und ohne nachweisbare Diskordanz

b) in die mittlere Stufe über, welche durch eine heftige vulkanische Tätigkeit gekennzeichnet ist. Die Sedimentation der Tonschiefer und Grauwacken (der Píbramer Schiefer) wurde während dieser Stufe mehrmals durch unterseeische Ausbrüche von diabasischen Laven unterbrochen. Die mittlere algonkische Stufe, welche wir nach dem häufigen Vorhandensein der spilitischen Ergußgesteine auch als spilitische Stufe bezeichnen, umfaßt neben allen Spilitvorkommen auch alle Fundorte von Pyrit- und Vitriolschiefern und Lyditen (Kieselschiefern). Die Pyrit- und Vitriolschiefer sind an die spilitischen Ergüsse genetisch direkt gebunden, deshalb kommen sie mit ihnen gemeinschaftlich vor (Westböhmen). Dagegen scheinen die Lydite mit den spilitischen Ergußgesteinen nicht so eng genetisch verknüpft zu sein, wie die Vitriolschiefer; ihre Entstehung bedeutet uns Nachklänge der vulkanischen Tätigkeit im böhmischen Algonkium. Die spilitische Stufe tritt im böhmischen Algonkium in folgenden Streifen und Gebieten zutage:

Im Hauptstreifen, welcher sich von Klattau über Pilsen, das Beraunflußgebiet zwischen Liblín und Neuhütten und das untere Moldaugebiet zwischen Podbaba und Kralupy bis in die nordwestliche Umgebung von Brandeis a. d. Elbe erstreckt. Die mittlere Stufe läßt sich in diesem Hauptstreifen in zwei Unterabteilungen zerlegen:

Die ältere von ihnen umfaßt alle Spilitvorkommen und wird durch den spilitischen Hauptzug (Klattau—Pilsen—Radnice—Pürglitz—Kladno—Kralupy) repräsentiert.

Die jüngere, fast spilitfreie Abteilung wird durch massenhaftes Vorkommen von Lyditen (Kieselschiefern) gekennzeichnet; sie zieht sich südöstlich des spilitischen Hauptzuges aus der Rokycaner Gegend über Zbirov, Hudlice, Únhošt in das untere Moldautal zwischen Podbaba und Letky und von hier zu Kojetice bei Brandeis a. d. Elbe.

Zwischen Rokycany und der Beraun wird die kieselschieferführende Abteilung von der spilitführenden Abteilung durch die Pürglitz-Rokycaner Eruptivzone (Porphyrite und Porphyre oberkambrischen Alters) getrennt. Nach den Gebieten, in welchen die zwei Unterabteilungen am charakteristischsten entwickelt sind, möchte ich den spilitischen Hauptzug als Radnic-Kraluper Zug, die kieselschieferführende Abteilung als Hudlic-Únhošter Zug bezeichnen. — Im analogen Verhältnisse, wie der Hudlic-Únhošter Zug zum Radnic-Kraluper Zuge, scheint auch die an Kieselschiefervorkommen reiche Umgebung von Blovice zu der spilitführenden Gegend um Miröschau zu stehen.

Zur spilitischen Stufe gehören weiter: der Mies-Plaser Zug in Westböhmen, die zweite Příbramer Schieferzone und die nächste Umgebung von Königsaal (Spilitvorkommen Závist und Záběhlice). Im Mies-Plaser Zuge fehlen die Kieselschiefer vollkommen. In der zweiten Příbramer Schieferzone kommen die spilitischen Ergußgesteine und die Kieselschiefer gemeinschaftlich vor, die zwei Unterabteilungen, wie im Hauptstreifen, lassen sich hier jedoch nicht unterscheiden.

c) Die obere oder nachspilitische Stufe bedeutet uns wieder eine Zeitepoche der vulkanischen Ruhe. Spilite und Kieselschiefer fehlen hier ganz, und als vorherrschendes Gestein sind hier dunkelgraue Tonschiefer, in unendlicher Wiederholung mit massigen Grauwacken wechsellagernd, entwickelt. Es sind hier keine interessanteren Einlagerungen im Schichtenkomplexe nachzuweisen. Zur oberen Stufe reihen wir vor allem den algonkischen Streifen im SO. der mittelböhmischen altpaläozoischen Ablagerungen (I. Příbramer Schieferzone und ihre Fortsetzung: das Moldaugebiet zwischen Dobříš, Königsaal und Říčany). Die Schichten der nachspilitischen Stufe werden in diesem Streifen von der mittleren Stufe durch den Horizont der Grauwackenkonglomerate getrennt. — Auch darf man der nachspilitischen Stufe des böhmischen Algonkiums den Rakonitz-Kralovicer Streifen in Westböhmen anschließen, in welchem aber die Konglomerate bis heute noch nicht angetroffen wurden. Inwieweit sich der konglomeratführende »Dobříš-Říčaner« Streifen mit dem Rakonitz-Kralovicer identifizieren läßt, muß noch späteren Forschungen vorbehalten bleiben.

3. In die Zeit der mittleren (spilitischen) Stufe fallen höchstwahrscheinlich auch Intrusionen von Tiefengesteinen, die in den Konglomeraten der oberen Stufe als Gerölle gefunden wurden. Primäres Vorkommen dieser Gesteine ist bisher unbekannt. In den Zeitraum zwischen der mittleren und oberen algonkischen Stufe ist die zum erstenmal in Böhmen nachweisbare orogenetische Phase zu legen, durch welche eine lokale Hebung des algonkischen Meeresbodens und eine ihr nachfolgende Abtragung der eben abgesetzten algonkischen Schichten verursacht wurde. Bei dieser Abtragung mußten auch die algonkischen Tiefengesteine örtlich bloßgelegt werden.

4. Zwischen den einzelnen, im vorigen definierten Stufen des böhmischen Algonkiums werden sich nie scharfe Grenzen ziehen lassen, weil die vorherrschenden algonkischen Sedimente: dunkelgraue Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken, untereinander unendlich wechsellagernd, außerordentlich einförmig sind und da auch noch keine Diskordanz innerhalb des algonkischen Komplexes beobachtet wurde. Nur die jüngste Stufe am südöstlichen Rande des böhmischen Algonkiums mit ihrem basalen Konglomerathorizonte kann von der darunter liegenden spilitischen Stufe genauer abgetrennt werden.

5. Die algonkische Periode in Böhmen wurde durch eine mächtige Faltung und eine riesige Abtragung abgeschlossen: Jeder einzelne, der von der Tektonik des Barrandiens sprechen will, muß diese vorkambrische Faltung des böhmischen Algonkiums nachdrücklich berücksichtigen und darf nie vergessen, daß die variskische Faltung für das böhmische Algonkium nur eine posthume Faltung war. Die Abtragung der algonkischen Schichtenkomplexe nach der vorkambrischen Faltung ergibt sich nicht nur aus der auffallend diskordanten Lagerung des unteren Kambriums auf dem Algonkium, sondern auch aus der massenhaften Anwesenheit von allen möglichen algonkischen Gesteinen als Gerölle in den untersten kambrischen Konglomeraten³⁸⁾.

Unser böhmisches Algonkium mit den fremden algonkischen Gebieten und Schichtenkomplexen stratigraphisch parallelisieren zu wollen, ist eine ungemein schwierige Aufgabe. Es scheint nur, daß das böhmische Algonkium den jüngeren Abteilungen der algonkischen Periode angehört. Auffallend ist die fast absolute fazielle Gleichheit unseres splitischen Komplexes mit der Olonëcer Diabasformation in dem finnländischen Onégian (oberen Jatulian)³⁹⁾; auch in dem Keweenawan der Lake Superior-Gegend kommen mächtige Ergüsse von ähnlichen diabasischen Gesteinen vor. Ob es zulässig ist, die mittlere (splitische) Stufe entweder dem oberen Jatulian oder dem amerikanischen Keweenawan gleichzustellen, muß noch als die Frage der Zukunft angesehen werden.

* * *

Indem wir eben die stratigraphischen Verhältnisse des böhmischen Algonkiums verhältnismäßig gründlich erkannt haben, betrachten wir jetzt näher das geologische Bild, welches uns das Barrandien als Ganzes vorstellt, und verfolgen in demselben eingehend den Verlauf der einzelnen, von uns aufgestellten algonkischen Stufen (vgl. die geologische Übersichtskarte, Tafel I). Wie bekannt, gilt das BARRANDESche »Système silurien« als ein typisches, nach der NO.-SW.-Achse gestrecktes und symmetrisches Becken (bassin), in welchem der eine Flügel in seiner Schichtenfolge und seinem tektonischen Aufbau dem Gegenflügel vollkommen entsprechen soll. Diese Bauerklärung ist jedoch nur teilweise richtig, indem sie sich nur auf das Silur und Devon

³⁸⁾ R. KETTNER, Über Žitceer Konglomerate usw., I. c. ³⁰⁾.

³⁹⁾ Vgl. F. LOEWINSON-LESSING, Олонëцкая диабазовая формация. Труды С. Пб. общ. естеств. XIX. 1888; FR. SLAVÍK, Splitische Ergußgesteine usw., I. c. ¹⁴⁾, S. 7; FR. SLAVÍK, Geologie »prahor« a »prækambria«, metamorfismus; Sborník čes. společnosti zeměvědné. Prag 1913. S. 114; R. KETTNER, Über einige Eruptivgesteine im Alg. usw., I. c. ¹⁶⁾, S. 23—24, und Ein Beitrag zur Kenntnis des Kambriums von Skreje, I. c. ¹¹⁾, S. 16—17.

bezieht. Schon aus dem Kambrium sehen wir, wie wesentlich die Symmetrie durch ungleichmäßige Vertretung der kambrischen Schichten in den beiden Flügeln gestört wird. Noch auffallender fällt aber diese Unregelmäßigkeit bei den algonkischen Stufen in die Augen. Bei Verfolgung eines Querprofils durchs Barrandien von NW. gegen SO. folgen diese Stufen und Formationen hintereinander: untere algonkische Stufe (Luditz-Manětín), spilitische Stufe (Mies-Plaser Zug), obere algonkische Stufe (Rakonitz-Kralovicer Zug), spilitische Stufe (Radnic-Kraluper Zug, Hudlic-Unhošter Zug), Silur, Devon, Längsachse des mittelböhmisches älteren Paläozoikums, Devon, Silur, Kambrium, spilitische Stufe (II. Schieferzone), Kambrium (I. Grauwackenzone), obere algonkische Stufe (I. Schieferzone), Granit. Es ist aus dieser Aufzählung sofort ersichtlich, daß hier eine Symmetrie nach der Längsachse des älteren böhmischen Paläozoikums für das Algonkium nicht besteht. Die jüngste algonkische Stufe tritt außerhalb der altpaläozoischen Ablagerungen am SO.-Rande hervor, während die älteren algonkischen Stufen sich hauptsächlich auf den NW.-Flügel beschränken.

Die Unregelmäßigkeit ist nicht erst durch spätere tektonische Umwälzungen verursacht worden, vielmehr hängt sie von den paläogeographischen Verhältnissen des Barrandien in der vorkambrischen Zeit ab. Das eigentliche altpaläozoische Becken von Mittelböhmen hat keine direkten Beziehungen zu dem älteren Algonkium, auf welchem seine Schichten ruhen, denn der Absatz der altpaläozoischen Gebilde erfolgte auf den abgetragenen algonkischen Komplexen, welche schon von vornherein eine selbständige Tektonik und einen selbständigen Aufbau besaßen.⁴⁰⁾

Příbram, k. k. montanistische Hochschule.

⁴⁰⁾ Der Inhalt dieses Aufsatzes wurde in groben Umrissen vom Verf. schon im Jahre 1914 auf der V. Versammlung der böhm. Naturforscher und Ärzte in Prag vorgetragen. Vgl. *Věstník V. sjezdu čes. přírodopvců a lékařů v Praze 1914*, S. 317—318. (Několik poznámek k otázce stratigrafického rozčlenění českého algonkia = Einige Bemerkungen zur Frage der stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums.)

Versuche über Schwemmkegelbildung.

Von J. Stiny.

Mit 3 Figuren im Text.

In dem Schriftchen »Die Muren«¹⁾ versuchte ich die Theorie der Schwemmkegelbildung, wie sie von den Franzosen begründet und in dem einschlägigen deutschen Schrifttume wiedergegeben wurde, durch einen anderen Erklärungsversuch zu ersetzen, der mir mit meinen eigenen Beobachtungen in der Natur besser übereinzustimmen schien. Die immer mehr sich verdichtenden Bestrebungen, die Naturerscheinungen, welche Gegenstand der allgemeinen Geologie sind, auch quantitativ auszuwerten und unsere Anschauungen über sie durch Versuche zu stützen, bewogen mich, in einem kleinen Versuchsgerinne die Bildungsweise der Schwemmkegel näher zu untersuchen. Draußen in der Natur hat der Sachkundige ja selten Gelegenheit, Murgänge und die Art der Ablagerung der Murmassen unmittelbar zu beobachten; die Schilderungen von Laienaugenzeugen, auf die man zumeist angewiesen ist, besitzen je nach der Schärfe der Beobachtungsgabe und der Sachlichkeit des einzelnen verschiedenen Wert und man ist zumeist nicht in der Lage, den Grad ihrer Verlässlichkeit vollkommen richtig zu beurteilen. Die Versuche im kleinen bieten nun unter anderem den Vorteil, daß man die in der Natur zeitlich oft weit auseinander liegenden Phasen der Erscheinungen beliebig rasch nacheinander beobachten und die Erscheinung selbst gewissermaßen mit einem Blicke übersehen kann.

Als Versuchsgerinne diente eine aus gehobelten Brettern gefügte Holzrinne von trapezförmigem Querschnitt und 4 m Länge. An ihrem unteren Ende fiel sie mit einer senkrechten, 20 cm hohen Steilstufe zu einem ebenen Bretterboden von etwa 4 qm Grundfläche ab. Am oberen Ende war eine hölzerne Kiste mit Auslauf angebracht, welche mit »Murmaterial«, d. h. Sand und Riesel in verschiedenen Verhältnissen, gefüllt wurde und auch das Fördermittel, das Wasser, aufnehmen mußte. Die Rinne wurde unter etwa 25° gegen die Schaubene geneigt. So stellte der Materialkasten das Sammelgebiet, die Rinne den Klammteil und die Bretterbühne den Talboden nach erfolgter »Übertiefung« im kleinen dar; die wesentlichen Vorbedingungen für die Entstehung von Murschüben, ihre Weiterbewegung und schließliche Ablagerung entsprechen den Verhältnissen in der Natur in »übertieften« Tälern; die Verschiedenheiten sind bloß maßstäblicher Art. Die Versuche wurden an mehreren Tagen und sehr oft wiederholt. Die mehr minder vorhandene Unangreifbarkeit des Klammteiles des Versuchsgerinnes findet in der Natur ein

¹⁾ STINY, J., Die Muren. Innsbruck 1910. S. 71—80.

Seitenstück in der geringen Veränderlichkeit der Sohle der Felsklammen im Vergleiche zur wechselnden Sohlenlage auf dem Schwemmkegel.

Bei Einleitung des Versuches, also beim Beginne der murenden Tätigkeit, stürzen die Massen in parabelähnlichem Bogen frei durch die Luft auf den Talboden herab. Die größeren Geschiebe legen dabei zwar einen größeren Weg zurück, kommen aber unmittelbar nach dem Aufprall zur Ruhe, während die feineren von dem nach allen Seiten auseinander stiebenden Wasser noch ein Stück weiter geschleppt werden, ehe auch sie sich ablagern. Es bildet sich ein kleiner, steiler Schuttkegel mit anfänglich freier Spitze. Der Ausdruck »Spitze« ist nicht wörtlich zu fassen, weil ja die immer wieder nachstürzenden Wasser- und Geschiebmassen durch ihren Aufprall das obere Schuttkegelende bis zu einem gewissen Grade abflachen, ja sogar napfförmig aushöhlen.

Bei weiterem Nachschube lehnt sich der Kegel gar bald an die Rückwand des Steilabsturzes an. Die Ausbrüche wechseln sehr oft die Richtung. Dadurch wird ein allseitiges, schuttkegelartiges Wachstum herbeigeführt. Die größeren Geschiebe lagern sich nun gar oft am Kegelfuße ab. Der Grundriß des Kegels ist nicht streng halbkreisförmig; die Bewegungsgröße hat eben dann den höchsten Wert, wenn die Ausbrüche in der Richtung der verlängerten Gerinnachse erfolgen; bei seitlichen Richtungsabweichungen zehrt die Reibung in den Krümmungen Bewegungsgröße auf und läßt die Massen früher zur Ruhe kommen. So entstehen parabolische bis schaufelähnliche Grundrißformen, bei denen sich die Länge der Rückenlinie zu jener der Längserstreckung etwa wie 1 : 0.6 bis 1 : 0.75 verhält; die Erzeugende der Vollform zeigt Neigungen von etwa 18° bis 24° gegen den Talboden und ist meist schwach nach unten ausgebaucht.

Wenn die Kegelspitze den oberen Rand des Steilabsturzes erreicht hat, ist der erste, größere Bildungsabschnitt im Werden eines Schwemmkegels zu Ende; man kann ihn den Abschnitt des schuttkegelartigen Wachstums nennen, weil nicht nur die ganze Vollform mit ihrem steilen Abfalle und der Verteilung der Massen an schuttkegelähnliche Gebilde erinnert, sondern auch im Walten der wirksamen Kräfte, unter denen jene beim freien Fall und bei der Bewegung trockenen Schuttes auf der schiefen Ebene auftretenden eine nicht geringe Rolle spielen, innere Ähnlichkeiten bestehen.

Wenn die Neiloidspitze das Ende der Zubringerrinne erreicht hat und der Absturz hier verschwunden ist, fällt die Bremsung der Murbewegung, wie sie früher beim Aufprallen auf den Boden erfolgte, weg und die abgehenden Murschübe dringen meist bis zum Fuße des Kegels vor, wozelbst sie in Form eines sehr langgestreckten, schmalen Vorkegels (Tochterkegels) von kleinem Öffnungswinkel liegen bleiben. Ihre Umrisse ähneln der Zeichnung in Fig. Nr. 19, S. 72, der Schrift »Die Muren« sehr; nur besitzt ihr Fußsaum, die Verschneidungslinie des Mantels mit dem Talboden, gegenüber dem theoretischen keinen so

spitzen, sondern einen mehr parabelartigen Verlauf. Die Murschübe befahren auf der Schwemmkegelspitze Schurfrinnen, deren Richtung, Länge und Tiefe sehr häufig wechselt; dementsprechend wechseln auch die Ablagerungsplätze der Vorkegel und die Muren bestreichen »pendelnd« allmählich die ganze Mantelfläche, eine Zuwachsschicht über die andere aufbauend. Am Ausgange kurzer Schurfrinnen entstehen lange Vorkegel von kleinem Öffnungswinkel und großer Länge der Erzeugenden. Lange Schurfrinnen begünstigen die Bildung von Tochterkegeln mit großem Öffnungswinkel, aber kurzer Erzeugender. Dabei tragen letztere den Keim zu späterer teilweiser Verschüttung durch trockenere Murgänge und Murkröpfe, erstere zu allfälliger Vertiefung durch nachfolgende, wasserreichere Schübe in sich. Zwischen den Vorkegelspitzen liegen Mantelflächenteile, welche seltener von Übermurungen heimgesucht werden und sich einer verhältnismäßigen Ruhe erfreuen.

Bei Fortdauer der murenden Tätigkeit stauen sich später auf der Schwemmkegelspitze die Geschiebemassen. Der zweite Abschnitt der Schwemmkegelbildung, den man als die Phase der Vorkegel oder Tochterkegel bezeichnen könnte, ist damit beendet und es beginnt der dritte und letzte Bildungsabschnitt, welcher durch das allmähliche Eindringen der Schwemmkegelspitze in das Zubringergerinne gekennzeichnet wird.

Der Neigungswinkel des Schwemmkegels, der sich schon während der zweiten Phase verkleinerte, nimmt in der dritten noch weiter, aber allmählicher an Größe ab. Die Ausbauchung der Gefällslinie nach unten zu wird ausgeglichener und schöner geschwungen. Auch die Sonderung des Materials vervollkommnet sich im allgemeinen; die größeren Geschiebe kommen schon weiter oben zur Ruhe, während die feinsten bis an den Fuß des Schwemrneiloides gelangen. Bei besonders heftigen Ausbrüchen (Paroxysmen) tritt allerdings eine Art Materialumkehr ein, indem die Hauptmasse der Mure, darunter auch das schwere Geschiebe, mit Wucht bis zum Talboden vorstößt, während beim Ersterben des Tobens der Elemente sich höher oben die feineren Geschiebe aus dem geschiebereichen, der Mure nachfolgenden Hochwasser abgelagern. Wie im zweiten Bildungsabschnitte, so pendeln auch jetzt die Muren auf der Mantelfläche hin und her; so legt sich eine neue Mantelhülle über die andere und gleichzeitig dringt die Kegelspitze immer weiter in die Zubringerinne ein. Die Fälle, daß sich Murströme teilen und dann breite Teile der Mantelfläche mit ihrem Schutte überziehen, mehren sich. Diese Beobachtung steht scheinbar im Widerspruche mit meiner Bemerkung auf S. 74 Absatz 2 der Murenschrift, daß die Möglichkeit eines konzentrierten Wasserablaufes mit dem Verflachen der Neiloidmantelfläche zunehme. Demgegenüber zeigen Überlegung wie Versuch, daß echte Muren mit dem Abnehmen der Wölbung und des Gefälles immer häufiger schon in oberen Kegelteilen zur Ruhe kommen müssen und durch Verlagerung des Gerinnes nachkommende Schübe zum Abschnen oder zur Teilung bringen. Das Wachstum des Kegels

erfolgt im dritten Bildungsabschnitte überhaupt als Funktion der Übersättigung der Kegelspitze mit Material und der dadurch bedingten Vergrößerung der Neiloidhöhe. Nur auf diese Weise kommt nach der in der zweiten Phase erfolgten Gefällsermäßigung — bei Gleichbleiben der sonstigen Bedingungen — wieder die Bewegungsgröße zustande, welche Vorstöße bis zum Kegelfuße gestattet. Liegt mithin der Aufbau während des Abschnittes 2 in einer von dem Fuße nach der Spitze zu verebbenden Geschiebeablagerung begründet, so vollzieht sich die Kegelvergrößerung in der dritten Phase nach Maßgabe und in weiterer Folge einer durch Ablagerungen an der Kegelspitze immer wieder erzeugten, vorübergehenden Vergrößerung des Gefälles und einer dauernden des Gesamthöhenunterschiedes. Dabei bilden sich an der Schwemmkegelspitze und auch am Fuße der Schurfrinne häufig Gebilde mit nach oben ausgebauchter Wölbung, welche durch die Ablagerung eines oder die Aneinanderlagerung mehrerer »Murkröpfe« (Schwemmwülste, S. 53 a. a. O.) entstanden sind.

Die Versuche zeigen mithin, daß man bei der Schwemmkegelbildung drei Abschnitte unterscheiden kann. Im ersten Zeitabschnitte zeigt die Vollform nach Gestalt, verhältnismäßiger Kleinheit und Bildungsweise viel Ähnlichkeit mit den Schuttkegeln, also mit Gebilden, welche ohne wesentliche Mitwirkung von bewegenden Wässern entstanden sind. In der zweiten Phase wächst der Schwemmkegel ohne nennenswerte Vergrößerung seiner Höhe sozusagen nur in die Länge und Breite. Der letzte Bildungsabschnitt wird schließlich gekennzeichnet durch die stete Vergrößerung des Kegels sowohl nach Höhe, als auch nach Durchmesser, ähnlich wie dies im ersten Abschnitte der Fall war; nur spielt seit der zweiten Phase das Wasser als Fördermittel die alleinige Hauptrolle.

Wenn ich zusammenfassend die Ergebnisse der Versuche mit den Schlüssen vergleiche, die ich seinerzeit a. a. O. über die Stufen der Schwemmkegelbildung aus Beobachtungen in der Natur ableitete, so sehe ich eine sehr gute Übereinstimmung beider. Ich brauche wohl nicht weiter hervorzuheben, daß die einzelnen Bildungsabschnitte keine scharfen zeitlichen Grenzen gegeneinander haben, sondern allmählich ineinander übergehen. Wie jede menschliche Einteilung, so erfordert auch diese Unterteilung einen scharfen Schnitt, den die Natur nicht kennt und dessen Ansatzstelle wohl theoretisch feststeht, im Naturvorgange aber bis zu einem gewissen Grade menschlichem Gutdünken überlassen ist.

Die angestellten Versuche haben viele bemerkenswerte Einzelheiten über die Erscheinungsweise, die Bewegung und das »Zurruhekommen« der Muren zu beobachten gestattet. Soweit sie geeignet sind, auch Vorgänge bei der Bildung der Schwemmkegel zu beleuchten, sollen sie im folgenden wiedergegeben werden; die übrigen Beobachtungen einschließlich von Angaben über die Neigung der Versuchskegel bleiben einer

späteren Darstellung vorbehalten. Wenn sich bei dieser Schilderung ergibt, daß der Versuch im kleinen dieselben Erscheinungen beobachten ließ, wie sie uns aus der Beschreibung derartiger Naturereignisse längst bekannt sind, so wird dies hoffentlich mir nicht den Vorwurf einbringen, daß ich Eulen nach Athen trage, sondern mir als willkommener Beweis dafür dienen dürfen, daß auch die Versuchsergebnisse als Ganzes Schlüsse auf die Bildungsart der Vollform zu ziehen berechtigen.

Vor allem fällt auch im Versuche die außerordentliche Förderkraft des Murbreies auf. Große Steine, welche auf seiner Bahn liegen, werden vorwärts gestoßen (nicht geschleppt!) und mitgeschoben. Sein höheres Raumgewicht verleiht ihm auch größere Schurfkraft, als sie dem reinen Wasser eigen ist; die Mure ist daher in stande, tiefe Schurfrinnen in kurzer Zeit dort aufzureißen, oder besser gesagt auszupflügen, wo das Wasser nur allmählich Material, sozusagen »Stein um Stein«, zu entnehmen vermag.

Die groben Geschiebe (in der Natur die »Blöcke«) bewegen sich dank ihrer größeren Bewegungsenergie rascher als der Murbrei und dieser als Ganzes wieder rascher als geschiebeladenes Wasser. Diese Erscheinung kehrt sich dort um, wo bei abnehmendem Gefälle zuviel an Bewegungsgröße aufgezehrt und die Bewegung verzögert wird. Da bleiben zuerst die großen Steine zurück, später der Murbrei und nur das fast reibungslose Wasser ist befähigt, auch auf den flachsten Strecken sich noch vorwärts zu bewegen.

Die einzelnen Murschübe sind an der Stirne und den Flanken sehr häufig von eng aneinander gereihten großen Steinen wie von einer Steinberollung eingehüllt; im Innern dieser »Haut« von blanken, nur wenig feines Geschiebe zwischen sich duldenden Blöcken, die in steter Bewegung, teils nach vorwärts, teils gleichzeitig um eine ihrer Achsen sind, bewegt sich der eigentliche Murbrei, aus dessen Kerne nur zuweilen einzelne grobe Geschiebe auftauchen. Die Stirne des Murschubes bildet im Grundrisse eine parabel- bis flaschenkolbenähnliche Linie, entsprechend der Verteilung der Geschwindigkeit,

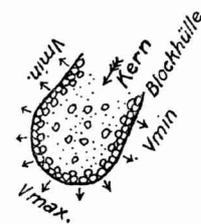


Fig. 1. Grundriß eines Murschubes.

V = Geschwindigkeit.

Hier sinkt sie nicht selten auf Null; es entstehen dann Blockreihen und Geschiebegrate bzw. Geschiebewülste, welche entweder den Rand von Schurfrinnen begleiten oder längs eines Schotterstreifens den Talweg der Mure kennzeichnen. Der Querschnitt, noch mehr aber der Längsschnitt durch die Stirn des Murganges sind stark gewölbt und somit teilweise überhängend, infolge der größeren Geschwindigkeitsabnahme gegen die erhöhte Reibungswiderstände bietende Sohle (siehe Fig. 2). Ähnliche Wandform zeigen ja auch

Flutwellen¹⁾, nur besitzt hier entsprechend der geringeren Dichte reinen Wassers meist der Kopf die größte Höhe.

Die Murschübe wachsen beim Abrollen über den Kegel meist immer mehr in die Breite; in demselben Maße verlangsamt sich auch die Schnelligkeit ihrer Bewegung. Oft kommen die hochaufgewölbten, runden Schubkröpfe als Ganzes zur Ruhe; das Überhängen des Randes verschwindet, die Höhe nimmt ab und die ganze Form verflacht sich kuchen- oder brotleibartig. Reicht dagegen die Bewegungsgröße der



Fig. 2. Querschnitt durch die Stirn eines Murschubes in Bewegung (ausgezogene Linie) und nach der Erstarrung (gestrichelte Linie).

nachdrängenden Massen dazu aus, dann erfolgt kein Erstarren, keine Versteinerung des Murschubes; nach sekundenlangem Stillstande oder kurzer Bewegungsverzögerung stößt der Murkern durch die Stirnwand durch und stürzt mit erneuter Wucht zu Tal. Die Flanken bleiben meist als Grate oder mauerartige Blockwürfe erhalten und säumen dann eine meist flache Schurfmulde ein.

Die murende Tätigkeit besteht selten in dem Abgange nur eines Murschubes. Bei längerem Fortwirken der sie erzeugenden Kräfte folgen die einzelnen Schübe aussetzend in Pausen hintereinander wie die Wellen eines fließenden Gewässers²⁾. In der Natur verursachen Verklausungen längere Amplituden als bei dem Versuche im kleinen.

Wie die ganze Naturerscheinung eine Funktion des Verhältnisses ist, in dem sich Wasser und Geschiebe zu einem Murbrei zusammengesellen, so zeigen auch die einzelnen Ausbrüche Verschiedenheiten, welche im Wesen auf das Mengenverhältnis von Wasser und Geschiebe zurückzuführen sind; Art und Größe des Geschiebes treten dagegen in ihrer Wirksamkeit zurück.

Wasserreiche Ausbrüche graben auf der Kegelspitze tiefe und breite Schurfrinnen ein; am Kegelfuße schieben sie um so flachere und längere Tochterkegel vor, je mehr die Geschiebemassen gegenüber der Wassermenge zurücktreten. Fährt über einen solchen Vorkegel ein weiterer, noch wasserreicherer Murschub zu Tal, so legt sich vor den alten Vorkegel ein neuer Folgekegel vor. Wasserärmere Ausbrüche füllen dann die entstandenen Schurfrinnen teilweise wieder aus und lagern ihre Massen auf den Vorkegelspitzen ab, deren Formen allmählich verhüllend. Angriff der Schwemmkegelspitze, Neigung zu seitlicher Zerteilung in

¹⁾ Vgl. FORCHHEIMER, PH., *Hydraulik*. 1914. S. 189—190.

²⁾ Vgl. besonders die sog. »Wanderwellen«; Näheres darüber in FORCHHEIMER, PH., a. a. O. S. 200ff.

Arme und Verschotterung der Talgründe auf breiter Fläche kennzeichnen mithin die Wirkungen geschiebereicher Hochwässer, die auf Murgänge zeitlich folgen. Die Praxis zieht aus diesem im großen schon beobachteten Verhalten von Wildbächen die Lehre, daß sie nach einer gründlichen, den Abgang von Muren verhindernden Verbauung im Talinnern Maßnahmen trifft, um die auch weiterhin zu erwartenden Hochwässer möglichst unschädlich über den Geschiebekegel abzuleiten und Zerstörungen auf dem fruchtbaren Schwemmland vorzubeugen.

Besonders heftige Ausbrüche am Ende des ersten und am Beginne des zweiten Bildungsabschnittes haben in der Regel eine teilweise Abtragung der alten Kegelspitze und — wie bereits geschildert — die Ablagerung von Vorkegeln am Fußrande zur Folge. Das schwerste Geschiebe wird dann oft kurz unterhalb der Ausbruchsrinne abgelagert; hier entsteht dann als Folge der durch die Zerteilung verminderten Stoßkraft meist eine Strecke geringeren Gefälles, welche dem mittleren Teile der Vollform eine Ausbuchtung nach oben verleiht (siehe Fig. 3).

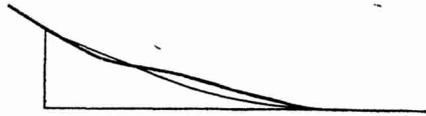


Fig. 3. Längsschnitt durch den Versuchskegel nach einem heftigen Ausbrüche; die dickere Linie zeigt die neue, die dünnere die frühere Gefällslinie an.

Damit gesellt sich zu der Ablagerung von Murkröpfen (Schwemmwülsten) eine weitere Ursache für die Bildung konvexer Kegelteile; solche Formabweichungen von der Neiloidgestalt stellen aber nur mehr minder häufige Ausnahmen dar und es ist nicht richtig, sie ohne weiteres zu verallgemeinern, wie dies z. B. GORTANI¹⁾ tut, welcher seine Schlüsse nur auf die Beobachtung der leicht durchlässigen Kegelbaumaterialien des Tagliamentotales aufbaut.

Die Wasserfluten, welche teils als Ursache und treibende Kraft der Muren die Schübe begleiten, teils ihnen nachstürzen, bilden die Murablagerungen teilweise um. Sie reißen hier neue Schurfrinnen auf, vertiefen dort angelegte ältere, bringen bereits abgelagertes feineres Geschiebe neuerdings wieder in Bewegung und tragen vor allem zu den Auflandungen bei, welche am Fuße der Murkegel sich ausbreiten und den unteren Neiloidrand für das Auge des Beobachters verwischen.

Fahren wasserarme Muren zu Tal, so werden die Schurfrinnen an der Schwemmkegelspitze teilweise verschüttet und steile Vorkegel auf dem Neiloidrücken aufgebaut, deren Fuß den Saum des Mutterkegels

¹⁾ GORTANI, M., Materiali per lo studio delle forme di accumulamento, I. Falde di detrito e coni di deiezione nella valle del Tagliamento. Memorie Geographiche 1912. S. 339 ff.

kaum erreicht. Sehr häufig bleiben solche Schübe als Murkröpfe oder Schwemmwülste schon in der oberen Hälfte des Kegels liegen, Ausbauchungen im Längsschnitte der Vollform hervorrufend; gar nicht selten bleiben kleinere derartige Murschübe zur Gänze in den Schurfritten auf der Spitze des Neiloides stecken, verstopfen die Abfuhrwege und erhöhen die Ausbruchsfahr für die anliegenden Flächen.

Die Vergrößerung der Geschiebe, wie sie im Versuche durch Beimischung von viel Riesel zu einer geringen Sandmenge herbeigeführt wurde, hat ähnlich wie die wasserarmen Muren ein rascheres Wachsen der Schwemmkegelspitze zur Folge; bis zum Fußrande dringen dann viel geringere Geschiebemengen als sonst vor. Dadurch versteilert sich der Kegel und seine Spitze baut sich im letzten Bildungsabschnitt rasch in das Zubringergerinne hinein. Die Verheerungen nehmen also in der oberen Schwemmkegelhälfte zu, während die Gefährdung der tiefer gelegenen Gründe abnimmt.

Umgekehrt bewirkt eine Verfeinerung des Murmaterials die Erhöhung der Vermurungsgefahr für die niedriger gelegenen Talgründe; denn die Geschiebemassen werden nun viel weiter vorgetragen und schieben breite, flache Tochterkegel weit ins Haupttal vor. In der Tat stellt sich auch bei teilweisen oder noch nicht vollendeten gründlichen Wildbachverbauungen die Erscheinung ein, daß auf der Schwemmkegelspitze ein gewisser Beharrungszustand eintritt, während der Kegelfuß womöglich noch stärkeren Überschwemmungen, Verschotterungen und Versandungen ausgesetzt ist als früher, wo der Murbach noch gröberes Geschiebe führte. In solchen Fällen wird es dann oft nötig, falls dies nicht schon von vornherein vorgesehen war, auch den Unterlauf — manchmal sogar Teile des sogenannten Wiesenlaufes — bis zum Vorfluter zu regulieren.

Feldbach, im Januar 1917.

Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken.

Von **H. A. Brouwer** (Delft).

Mit 2 Figuren im Text.

Die ältesten Gesteine, die bis jetzt durch Fossilfunde in den Molukken bekannt geworden sind, sind jung-paläozoischen Alters. In mesozoischer Zeit wurden die Sedimente, zum Teil Ablagerungen des tiefen Meeres, gebildet, die in tertiärer Zeit zu einem Kettengebirge aufgefaltet wurden. Auch unter den permischen Versteinerungen kommen zahlreiche Tiergruppen vor, deren nächste Verwandten u. a. im Perm der Alpen und des Himalajagebirges vorkommen, so daß die Tethysgeosynklinale sich schon in permischer Zeit bis zum Niederländisch-Ostindischen Archipel ausdehnte, wo die permischen Ablagerungen auf der Insel Timor und auf den weiter östlich und westlich liegenden Inseln verbreitet sind¹).

Viele der früher als archaisch oder altpaläozoisch betrachteten Ablagerungen sind jüngeren Alters. Mehrere Amphibolite, Amphibolschiefer, Epidotchloritschiefer usw. sind deutlich durch Druck veränderte basische Eruptivgesteine und sind z. B. auf Letti und Timor durch zahlreiche Zwischenformen mit den normalen, nicht metamorphen Gesteinen verbunden. Die basischen Eruptivgesteine sind zum Teil jungpaläozoischen, zum Teil mesozoischen und tertiären Alters, so daß auch unter den metamorphen Gesteinen Gesteine von ähnlichem Alter vorkommen können²). Dasselbe gilt für einen Teil der Gneise, die mit jüngeren Graniten verbunden sind. Glimmerschiefer und Phyllite kommen zum Beispiel auf Letti und Celebes in Zwischenlagerung mit den obengenannten basischen Eruptivgesteinen vor, auf Neuguinea sind phyllitische Tonschiefer von jurassischem Alter bekannt, während auf den westlichen Inseln des Archipels mesozoische

¹) G. A. F. MOLENGRAAFF, L'expédition néerlandaise à Timor en 1910—1912. Archives Néerl. des Sciences exactes et naturelles. Série III B. Tome II. 1915. S. 395—404. — C. A. HANIEL, Ammoniten aus dem Perm der Insel Letti. In: G. A. F. MOLENGRAAFF en H. A. BROUWER, De geologie van het eiland Letti. Jaarb. Mynw. Verhandl. 1914. Bd. I. S. 163. — Ders., Die Cephalopoden der Dyas von Timor. Stuttgart 1915. In: J. WANNER, Paläontologie von Timor. Lief. III. — F. BROILI, Permische Brachiopoden der Insel Letti. In: G. A. F. MOLENGRAAFF en H. A. BROUWER, loc. cit., S. 206. — Ders., Die permischen Brachiopoden von Timor. In: J. WANNER, Paläontologie von Timor. Stuttgart 1916.

²) H. A. BROUWER, Over den ouderdom der eruptiefgesteenten in de Molukken. Versl. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam. XXV. 1917. S. 1004.

dynamometamorphe, den Bündner Schiefern der Alpen ähnliche Gesteine und Chlorit-, Talk-, Serpentin- und Glimmerschiefer, die als kretazeisch betrachtet werden, bekannt geworden sind. Daß verschiedene Gesteine nicht jünger als paläozoisch sein können, wurde öfters abgeleitet aus der Tatsache, daß sie in der Nähe von Graniten Kontaktmetamorphose zeigen. Das ist zum Beispiel der Grund, weshalb AHLBURG¹⁾ die mit Diabasen und Diabastuffen wechsellagernden Schiefer, Grauwacken, Quarzite und Marmore in Nordwest-Celebes als paläozoisch betrachtet, weil die Granite des Archipels nicht älter als paläozoisch sein würden. Jüngere, sogar tertiäre granitische Gesteine sind aber von zahlreichen Fundorten, z. B. Sumatra, Celebes, Sula-Inseln bekannt geworden²⁾.

In Australien sind die Äquivalente der herzynischen Faltungen von Europa bekannt, aber in dem von uns betrachteten Gebiete der Molukken wird das tektonische Bild hauptsächlich von den tertiären Faltungen beherrscht. Auf der jetzt ziemlich gut bekannten großen Insel Timor kennen wir mit Gewißheit keine älteren als permische Gesteine, und MOLENGRAAFF³⁾ schreibt über diese Insel: »The Fatu sheet is like the Theihys sheet, composed of rocks ranging in age from Permian to Eocene and probably to Miocene.«

Bei der Besprechung der gebirgsbildenden Vorgänge in den Molukken werden wir uns beschränken auf die jüngeren tertiären Faltungen, die im Miozän ihr Maximum erreichten, und auf die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge, während ältere Faltungen außer Betracht gelassen wurden.

Die tertiären gebirgsbildenden Vorgänge.

Unter diesem Namen sind Faltungserscheinungen, die in den miozänen Überschiebungen des südöstlichen Teiles des Archipels ihr Maximum erreichten, zusammengefaßt.

Nach SUESS⁴⁾ sind vier Elemente im Ostindischen Archipel vereinigt:

1. das Ende des Burmanischen Bogens;
2. die südlichen Äste der Virgation der Philippinen;
3. die Fortsetzung des Kettengebirges von Neuguinea.
4. die Fortsetzung des Kettengebirges der Ostküste von Australien.

Was das Ende des Burmanischen Bogens betrifft, so setzt sich nur eine einzelne Kulisse bis in unser Gebiet fort. Auf Java findet man schon neben vulkanischen Gesteinen nur wenig Kreide und Tertiär,

¹⁾ J. AHLBURG, Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Geol. und pal. Abhandl. Neue Folge. XII. Heft 1. 1913. S. 29.

²⁾ H. A. BROUWER, loc. cit.

³⁾ G. A. F. MOLENGRAAFF, Folded mountain chains, overthrust sheets and block-faulted mountains in the East-Indian archipelago. R. C. du XII^e Congrès géol. internat. Toronto 1913. Ottawa 1915. S. 691.

⁴⁾ E. SUESS, La Face de la Terre. III. 1. 1912. S. 301.

während diese Kulisse im Barisangebirge auf Sumatra noch gut entwickelt war. Nach Osten sinkt diese immer mehr zerstückelte Kulisse bis auf Meereshöhe und kann bis an den Bogen der Vulkaninseln des Bandameeres weiter verfolgt werden. Die Kulisse der Inseln westlich von Sumatra (Nias-Engano) hat sich weiter östlich ebenfalls stark gesenkt und kann südlich von Java als ein untermeerischer Rücken weiter verfolgt werden, während die Meerestiefen zwischen diesem Rücken und Java schon viel größer sind als zwischen Sumatra und die Inseln westlich davon. Eine neue Kulisse tritt weiter östlich auf, sie kann von Sumba ab über Savu, Rotti, Timor und die Inseln östlich davon verfolgt werden, dann biegt sie um das Bandameer herum und ist auf den Inseln Ceram und Buru wieder gut entwickelt. SUSS¹⁾ hat die Meinung entwickelt, daß das Kettengebirge von Neuguinea, wo alttertiäre Sedimente bis zu den Höhen von fast 5000 m aufgefaltet wurden, sich über Ceram und Buru fortsetzt, nach meiner Meinung mit wenig Recht, wie wir hierunter auseinandersetzen werden.

Im Timor-Cerambogen finden wir die Spuren von intensiven miozänen gebirgsbildenden Vorgängen. Die Insel Timor ist nach MOLENGRAAFF²⁾ und WANNER³⁾ durch Überschiebungstektonik mit Überschiebungen nach der Richtung des australischen Kontinents, gekennzeichnet, auf Letti, Babber und Ceram sind ähnliche tektonische Verhältnisse erwiesen oder wahrscheinlich gemacht⁴⁾.

Auf Timor ist das Hauptstreichen ungefähr parallel zur Längsrichtung der Insel, das hohe Gebirge von Mittel-Ceram verläuft mit NW-SO-Streichen quer zur Längsrichtung, und ähnliche Streichrichtungen kommen auch in Ost-Ceram vor. Auf Timor weisen die starken Faciesunterschiede zwischen mesozoischen Ablagerungen vom selben Alter, die nahe beieinander vorkommen, auf Verfrachtungen über große Entfernungen; auf Ceram und Buru sind diese starken Faciesunterschiede bis jetzt nicht bekannt geworden, und es ist sehr gut möglich, daß hier die intensiv gefalteten Gebirge größtenteils autochthon sind, während die überschobenen Partien in viel geringerer Entfernung von ihrer »Wurzelregion« vorkommen, als auf den südlichen Inseln.

Die Insel Soemba⁵⁾ zeigt diese intensiven tertiären Faltungen nicht

1) E. SUSS, Id. III. 1. S. 318. III. 3. S. 1035.

2) G. A. F. MOLENGRAAFF, *Folded mountain chains etc.*, loc. cit.

3) J. WANNER, *Geologie von West-Timor*. Geol. Rundschau. IV. 1913. S. 136.

4) G. A. F. MOLENGRAAFF, *Geografische en geologische beschrijving van het eiland Letti*. In: G. A. F. MOLENGRAAFF en H. A. BROUWER, loc. cit. S. 80. — F. A. H. WECKHERLIN DE MAREZ OYENS, *De geologie van het eiland Babber*. Handel. XIV^e Nederl. Natuur- en Geneesk. Congres. 1913. — H. A. BROUWER, *On the tectonics of the eastern Moluccas*. Proceed. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam. XIX. S. 242. — Ders., *Geologische Verkenningen in de oostelijke Molukken*. Verh. Geol. Mynb. Gen. voor Ned. en Kol. III. 1916. S. 31.

5) H. WITKAMP, *Een verkenningstocht over het eiland Soemba*. II. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. XXX. 1913. S. 21.

und schließt sich dadurch näher an die weiter nördlich gelegenen kleinen Soendainseln, wo auch keine sehr intensiven tertiären Faltungen bekannt geworden sind. Soemba liegt dann auch, wie die letztgenannten Inseln, weiter vom australischen Kontinent, d. i. das Vorland des Kettengebirges von Timor und benachbarten Inseln. Vielleicht gehören auch die Tenimberinseln, wenigstens zum Teil, zum überschobenen Kettengebirge, wie von uns a. a. O. näher auseinandergesetzt worden ist¹⁾. Was die Fortsetzung des Kettengebirges im Timor-Cerambogen westlich von Ceram betrifft, so würde nach MARTIN²⁾ auch für Buru das Vorkommen von Überschiebungen nicht unvereinbar sein mit den Beobachtungen, die von diesem Forscher gemacht wurden; sehr intensive Faltungen kommen auf dieser Insel vor³⁾. Die von VERBEEK auf der Karte I seiner »Molukken Verslag«⁴⁾ gezeichnete ellipsenförmige Zone von älteren Gesteinen biegt von Buru ab in südwestlicher Richtung um, aber für uns sind keine genügenden Gründe bekannt, um die Fortsetzung des Kettengebirges in dieser Richtung zu suchen. Horz⁵⁾ erwähnt im westlichen Teil des Ostarmes von Celebes Gesteine, die viel Ähnlichkeit zeigen mit Gesteinen, die auf Buru eine große Verbreitung haben (Buru-kalke von MARTIN), während auch die Tektonik verwickelter zu sein scheint als die des östlichen Teiles des Ostarmes, wo — wie auf den Sulainseln — einfache tektonische Verhältnisse vorherrschen. Aber eine sichere Andeutung in bezug auf eine eventuelle Fortsetzung des Kettengebirges von Ceram und Buru liefern auch diese Ergebnisse nicht.

Auf den östlich des Timor-Cerambogens gelegenen Keiinseln ist das Eozän nicht sehr intensiv, das Miozän schon nicht mehr gefaltet, das Streichen auf Groat-Kai ist \pm NNO; in West-Neuguinea südlich des Mac Gluergolfes fanden wir eine nicht sehr intensive Faltung, auch in jüngeren Tertiärsedimenten, das Streichen ist hier ungefähr parallel zur Küstenlinie. Auf der Inselreihe Soelainseln—Obiinseln—Misool, nördlich von Buru und Ceram, ist sogar das Mesozoikum zum Teil nicht, oder nur schwach gefaltet, obwohl auch mehr intensivere Faltungen vorkommen⁶⁾. An seiner Außenseite wird also das sehr intensiv gefaltete Kettengebirge des Timor-Cerambogens begrenzt durch ein Gebiet, in dem die mesozoischen und tertiären Ablagerungen viel schwächer, oft wenig oder nicht gefaltet sind, und auch die obengenannten Streichrichtungen weisen auf eine Bogenform dieses Kettengebirges hin. In

1) H. A. BROUWER, On the tectonics etc., loc. cit.

2) Vgl. G. A. F. MOLENGRAAFF, Verslag betreffende de wenschelijkheid etc. Tijdschr. Kon. Ned. Aadr. Gen. XXXI. 1914. S. 611.

3) J. WANNER, Zur Geologie und Geographie von West-Buru. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXIV. 1907. S. 133.

4) R. D. M. VERBEEK, Molukken Verslag. Jaarb. Mijawezen. 1908. Wet. Ged. Atlas.

5) W. Horz, Vorläufige Mitteilungen über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes. Zeitschr. der D. geol. Ges. LXV. 1913. Monatsber. S. 329.

6) H. A. BROUWER, Geologische Verkenningen etc., loc. cit. S. 46.

Ostceram sind Kalksteine mit Hornsteineinlagerungen und Mergel, in denen die Foraminiferen auf ein tertiäres Alter hinweisen¹⁾, als ein einige Quadratkilometer großes Fenster sichtbar, sie werden von obertriadischen Ablagerungen in Flyschfacies umgeben und bedeckt. Diese Kalksteine und Mergel zeigen gleichmäßiges südwestliches Fallen von 20—30°, und ihr Facies ist dem der obengenannten tertiären Gesteine in West-Neuguinea, südlich des Mac Cluergolfes, ähnlich.

Nur der südwestliche Teil der Insel Groot-Obi und die Insel Gomoemoe der Obigruppe scheinen, was ihre geologische Zusammenstellung betrifft, der Inselreihe Soelainseln—Obiinseln—Misool anzugehören. Der nördliche Teil von Groot-Obi und die übrigen Inseln der Obigruppe zeigen, wegen der großen Verbreitung von verschiedenen Intrusiv- und Effusivgesteinen, u. a. von viel Serpentin, und wegen der Entwicklung von tertiären Kalksteinen, Sandsteinen und Konglomeraten, Ähnlichkeit mit den nördlichen Molukken. Ein junges Kettengebirge, in dem die jungtertiären Ablagerungen intensiv gefaltet sind, setzt sich von Nordwest-Neuguinea über Waigeo und Salawati bis in dieses Gebiet fort. Im Südostarm von Halmaheira fanden wir²⁾ vorherrschendes Streichen der tertiären Schichten in der Längsrichtung des Armes, im Nordostarm fanden wir ein stark wechselndes Streichen und Fallen der Schichten, doch scheint ein NO.—SW. gerichtetes Streichen, also auch ungefähr in der Längsrichtung des Armes, vorzuherrschen. Auf den weiter östlich gelegenen Inseln Waigeo und Salawati herrschen unter den bekannten Streichrichtungen WNW. bis OW. gerichtete vor³⁾. Nördlich von dem von uns betrachteten Gebiet sind verschiedene langgestreckte Tiefseegräben bekannt, die wahrscheinlich mit Faltungerscheinungen in ursächlichem Verband stehen⁴⁾. Diese Gräben sind bekannt: 1. östlich der Mariannen, dann um die Insel Guam hinbiegend und sich weiter fortsetzend in südwestlicher Richtung; 2. östlich der Insel Jap mit südsüdwestlicher Richtung; 3. östlich der Palauinseln, erst mit NS.-Richtung, dann umbiegend nach Südwest; 4. östlich der Talautinseln und der Philippinen. Sie markieren die östliche Grenze der asiatischen Faltungsbögen, von denen die beiden letzteren bis in oder bis in die Nähe von Halmaheira verfolgt werden können. Die südöstliche Halbinsel von Halmaheira findet ihre Fortsetzung über Gébée bis in die nördliche Halbinsel von Neuguinea.

Nach Halmaheira scheinen also die östlichen asiatischen und die nördlichen australischen Faltungsbogen zu konvergieren, der westlichste der hier erwähnten Bogen fällt zusammen mit dem östlichsten Ast der Virgation in den Philippinen. In bezug auf die tertiäre Faltung weisen

¹⁾ H. A. BROUWER, Geologische Verkenningen, loc. cit. S. 33.

²⁾ H. A. BROUWER, Geologische Verkenningen, loc. cit. S. 49.

³⁾ H. A. BROUWER, Id. S. 53.

⁴⁾ A. SUPAN, Die Bodenformen des Weltmeeres. Peterm. Mitt. XLV. 1899. S. 177. Id., Die Sundagräben. Peterm. Mitt. LIII. 1907. S. 70.

also die bekannten Tatsachen darauf hin, daß wir die folgenden Einheiten im östlichen Indischen Archipel unterscheiden dürfen:

1. das sehr intensiv gefaltete, z. T. überschobene Kettengebirge des Timor-Cerambogens;
2. die viel schwächer bis nicht gefaltete Zone: Inselreihe Soelainseln—Obiinseln—Misool—West-Neuguinea südlich des Mac Cluergolfes, wahrscheinlich auch die Keiinseln (und Australien), die an seine Außenseite grenzen;
3. die Inselreihe der kleinen Soendainseln mit Soembawa und Flores und sich fortsetzend in die bogenförmige Reihe von Vulkaninseln im Bandameer (mit Soemba);
4. die nach Halmaheira konvergierenden östlichen asiatischen und nördlichen australischen Faltungsbogen und das hohe Kettengebirge von Neuguinea.

Wie aus dem Obenerwähnten deutlich hervorgeht, haben die tertiären gebirgsbildenden Vorgänge seit langem nicht überall gleichzeitig stattgefunden oder gleich intensiv gewirkt.

Die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge.

Bei einer Senkung von 200 m des Meeres im Ostindischen Archipel würden Sumatra, Java und Borneo mit der Malaiischen Halbinsel, Cambodja und Siam eine Landmasse bilden, und dasselbe gilt für Australien, die Aroeinseln, das ausgedehnte Gebiet, das jetzt vom seichten Arafoerameer und vom Carpentariagolf bedeckt wird, Neuguinea und die Inseln Misool, Waigeo, Batanta, Salawati westlich davon.

Zwischen diesen beiden Landmassen liegt ein Gebiet, wo tiefe Meeresbecken und gehobene Landmassen miteinander abwechseln. Die gehobenen Landmassen gehören zum Teil zu zwei Inselbogen (der Timor-Cerambogen und der Bogen der jungen Vulkaninseln des Bandameeres), und ähnliche Verhältnisse müssen auch in einem Teil der Geosynklinale des Mittelmeergebietes während eines Teiles der mesozoischen Periode geherrscht haben. In jurassischer Zeit bildeten sich im letztgenannten Gebiet verschiedene Geantiklinalen, die den ursprünglichen Geosynkinal in sekundäre Geantiklinalen verteilte und in bezug auf den Parallelismus zwischen den Richtungen der (später gebildeten) alpinen Faltungsbogen und diesen sekundären Geosynklinalen hat z. B. HAUG¹⁾ die Bildung der sekundären Geosynklinalen als eine Folge von anfangenden gebirgsbildenden Vorgängen betrachtet. Für die bogenförmigen Inselreihen der Molukken wurde eine derartige Entstehungsweise von MOLENGRAAFF²⁾ aus verschiedenen Kennzeichen der gehobenen Inselreihen und der tiefen Meeresbecken abgeleitet. Über dem Alter dieser

¹⁾ E. HAUG, *Traité de Géologie*. II. S. 1127.

²⁾ G. A. F. MOLENGRAAFF, *On recent crustal movements and their bearing on the geological history of the East-Indian Archipelago*. Proc. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam, 29. June 1912.

jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge erwähnt MOLENGRAAFF, daß, z. B. auf Timor, der Periode von intensiven Faltungen, die bis ins Miozän fortgedauert hat, eine lange Denudationsperiode gefolgt ist. Ein großer Teil der Insel war nachher wieder vom Meere bedeckt, und eine pliozäne Ablagerung, von der die ältesten Sedimente aus reinem Globigerinenkalkstein ohne terrigene Bestandteile bestehen, ruht diskordant auf den älteren Formationen. In plio-pliozäner Zeit war ein großer Teil von Timor noch bedeckt von einem Meere voll Koralleninseln und Riffen, aus dem die höheren Berge als Inseln emporgingen in ähnlicher Weise

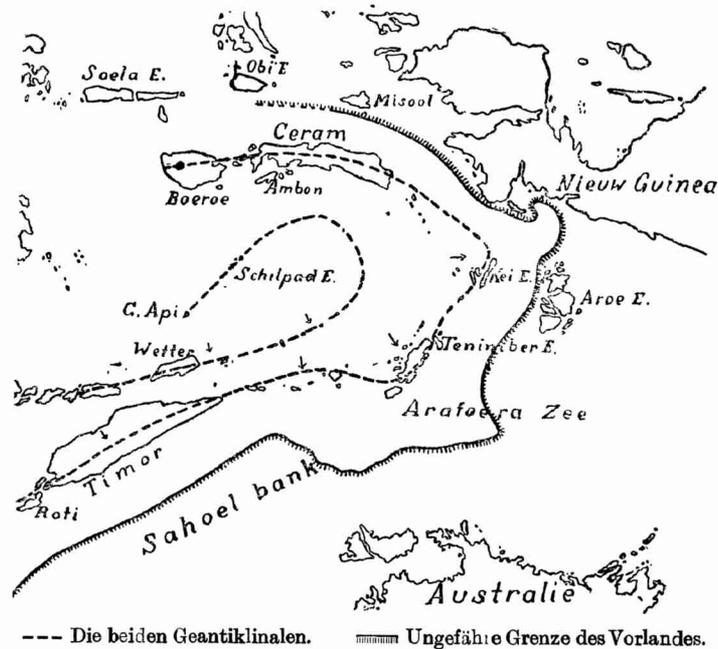


Fig. 1. Die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge in den bogenförmigen Inselreihen.

wie das jetzt noch der Fall ist weiter östlich, zwischen Moa und Babber. Diese Riffe wurden durch die jungen gebirgsbildenden Vorgänge, die wahrscheinlich jetzt noch fort dauern, emporgehoben, und man findet sie jetzt z. B. in Mitten-Timor bei Kapan bis zu einer Höhe von +1200 m.

Die Formen der beiden Inselbogen in den Molukken sind verschieden, und auf den Unterschied wird hier etwas näher eingegangen werden. Der äußere Bogen hat im Teil Rotti—Timor—Babber seine konkave Seite dem australischen Kontinente zugekehrt, während der innere Bogen nach dieser Seite konvex ist. Dann biegt der äußere Bogen sich bei den Tenimberinseln und den Keinseln auswärts um, gerade da,

wo im Vorlande (australischer Kontinent mit Sahoelbank und Arafoerameer) Vertiefungen vorkommen. Der innere Bogen zeigt diese Umbiegungen nicht, er hat einen regelmäßigen kreisförmigen Verlauf. Wenn wir also die Formen der beiden Bogen miteinander vergleichen, so hat der äußere Bogen sich den Formen des Vorlandes viel vollständiger angepaßt als der innere Bogen.

Die jungen Vulkane des Bandameeres liegen nach VERBEEK¹⁾ auf einer Ellipse, von der nur die Hälfte Vulkane verbindet, während auf der nördlichen Hälfte, zwischen Banda und dem Goenoeng Api nördlich von Wetter, keine Vulkane vorkommen. Nach meiner Meinung kann ebensogut angenommen werden, daß die Vulkaninseln auf einem untermeerischen Rücken vorkommen, der die Fortsetzung der Inselreihe bildet, zu der Sumbawa und Flores gehören, und der westlich von Banda stark umbiegt in der Richtung der Lucipara- und Schildpadinseln und des Goenoeng Api nördlich von Wetter. Nach dieser Annahme würde das Bandameer umgeben sein von zwei Rücken, die zum größten Teil mehr oder weniger konzentrisch verlaufen, aber von denen der innere Rücken sich am Ende sehr stark nach innen umbiegt.

Wir haben oben schon erwähnt, daß die intensiven miozänen Faltungen sich nicht auf den Keiinseln geäußert haben, während die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge an dieser Stelle kräftig zu wirken scheinen. Das Gebiet der intensiven Faltungen scheint sich also hier seit dem Miozän in der Richtung des Vorlandes verschoben zu haben, und diese Verschiebung fand gerade da statt, wo im Vorlande eine Vertiefung vorkommt. Das scheint eine ähnliche Erscheinung zu sein wie z. B. das Vordringen der penninischen Überschiebungsdecken der Alpen in die Vertiefungen zwischen den autochthonen herzynischen Massiven (wie zwischen Mont Blanc- und Aarmassiv).

Die gefalteten Gebirgsbogen des Mittelmeergebietes korrespondieren mit unregelmäßig verlaufenden Geosynklinalen, in denen sich im Mesozoikum und im Anfang des Tertiärs bathyale Sedimente angesammelt haben. Die jurassischen und kretazeischen Ablagerungen erreichen eine große Mächtigkeit, sie haben eine große horizontale Verbreitung; Fossilien aus der neritischen Zone sind selten, und das sind alle Kennzeichen, die den meistens wenig gestörten Ablagerungen des gleichen Alters außerhalb des Gebietes der alpinen Faltungsbogen fehlen. Zum Vergleich weisen wir auf die große Übereinstimmung zwischen den triadischen, jurassischen und wahrscheinlich noch jüngeren Ablagerungen des tiefen Meeres, die auf weit voneinander entfernten Inseln des Timor-Ceram Bogens (Rotti, Timor, Boeroe) eine große Verbreitung haben.

Im Mittelmeergebiet waren die herzynischen gebirgsbildenden Vorgänge gegen das Ende des Perms schon nicht mehr deutlich bemerkbar, und in der Triasperiode wird kein Aufleben dieser Bewegungen wahr-

¹⁾ R. D. M. VERBEEK, loc. cit. Atlas. Kaart I

genommen. Was man aber wahrnimmt, ist die Bildung von Geosynklinalen, in denen die bathyale Trias zur Ablagerung kommt, an der Stelle der künftigen intensiven tertiären Faltungen. In der jurassischen Periode waren mehrere Geosynklinalen und Geoantiklinalen gebildet, und bei der Bildung der Geoantiklinalen können diese sich zum Teil über dem Meeresspiegel erheben, wobei Inselreihen mit — unter dafür günstigen Verhältnissen — Korallenbildungen, gerade wie jetzt im Ostindischen Archipel, aus dem Meere emporragen werden. In der kretazeischen Periode fanden im Mittelmeergebiet intensive gebirgsbildende Vorgänge statt, und das Fehlen von Horizonten in der Serie der kretazeischen Ablagerungen beweist die teilweise Erhebung über dem Meeresspiegel. In der alttertiären Zeit wurden schon wirkliche geographische Gebirgsketten gebildet, während hauptsächlich im Neogen die hohen Kettengebirge entstanden, wie die Alpen und der Himalaja, die unter dem Namen alpine Kettengebirge zusammengefaßt werden können.

Wir werden jetzt nicht versuchen, das Bild der Tethysgeosynklinale zu rekonstruieren, wie das in verschiedenen Perioden in dem von uns betrachteten Gebiete des Ostindischen Archipels gewesen ist. Ein großer Teil dieses, außerdem geologisch noch wenig bekannten Gebietes wird vom Meere bedeckt, und eine derartige Rekonstruktion würde unvollständig sein. Aber umgekehrt hat besonders ARGAND¹⁾ hervorgehoben, daß die Inselgirlanden von Ostasien und Ozeanien uns zeigen, wie der Zustand in früheren Perioden unter ähnlicher Verteilung von Wasser und Land in alpinen Kettengebirgen gewesen sein kann. ARGAND¹⁾ hat in seiner schönen Entwicklungsgeschichte die bogenförmigen Inselreihen der Molukken mit dem Zustande verglichen, in dem die Westalpen sich während ihrer Entwicklung in der Juraperiode befanden. Wir sehen hier ebenfalls zwei Geoantiklinalen und ein Vorland mit trennenden Geosynklinalen. In der Liasperiode wurde die Bildung von Geoantiklinalen und Geosynklinalen deutlicher, und im mittleren Jura erhoben sich die Geoantiklinalen über dem Meeresspiegel. Im oberen Jura folgt wieder eine mäßige Senkung unter dem Meere, und in der Kreide fangen die intensiven gebirgsbildenden Vorgänge an, die im Tertiär ihren Höhepunkt erreichen. Die Überschiebungsdecken bewegen sich in der Richtung des Vorlandes und schließlich über das Vorland, die Meeresbecken werden allmählich schmaler und verschwinden schließlich ganz. Aus dem Gebiete der bogenförmigen Inselreihen der Molukken sind ähnliche Schwankungen, wie die obenerwähnten der Juraperiode in den Alpen, bekannt. Nach der Bildung der Überschiebungen im Miozän trat eine lange Erosionsperiode ein, dann folgte eine Senkung unter den Meeresspiegel und Ab-

¹⁾ E. ARGAND, Sur l'arc des Alpes occidentales. *Elogae Geol. Helv.* 14. 1916. S. 179. — Ders., La formation des Alpes occidentales. *Id.* Pl. 3.

lagerung von pliozänen Sedimenten und schließlich wieder Erhebung über das Meer.

In bezug auf das Obenerwähnte können wir die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge in den bogenförmigen Inselreihen betrachten als die Wiederauflebung der intensiven miozänen gebirgsbildenden Vorgänge, und die Kennzeichen der südlichen Inselreihen scheinen darauf hinzuweisen, daß wieder Bewegungen stattfinden in der Richtung des Vorlandes, so daß in größerer Tiefe wahrscheinlich der Prozeß der Überschiebung fort dauert. Wir nennen in bezug hierauf nochmals die Umbiegung des Timor-Cerambogens bei den Keiinseln, während das miozäne überschobene Gebirge diese Umbiegung noch nicht gezeigt hat. Beim Fortdauern dieser Bewegungen werden die Inselreihen sich höher über den Meeresspiegel erheben und zur selben Zeit in der Richtung des Vorlandes bewegt werden, die Seebecken werden sich verschmälern, und schließlich werden die Massen der Inselreihen auf das Vorland (Australien mit Sahoelbank und Arafoerameer) geschoben werden.

Auch nördlich von den bogenförmigen Inselreihen wechseln tiefe Meeresbecken mit gehobenen Inseln ab, so z. B. in der Nähe von Halmahera. Auf die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge in diesem nördlichen Gebiet wird hier jetzt nicht näher eingegangen werden.

Vulkanismus.

In prätertiärer Zeit haben in verschiedenen Perioden im Gebiete der Molukken vulkanische Eruptionen stattgefunden, besonders kräftig waren diese zum Beispiel im Perm, wie aus der Zusammenstellung der permischen Ablagerungen von Timor und benachbarten Inseln hervorgeht¹⁾.

In tertiärer Zeit fanden in einem großen Teile des östlichen Indischen Archipels vulkanische Eruptionen statt. In einem großen Teile von Celebes und Neuguinea, in einem Teile der Inselreihe Soelainseln—Obiinseln—Misool und im größten Teile des Timor-Cerambogens sind aber keine Spuren davon bekannt geworden. Die tertiären vulkanischen Gesteine können öfters nicht scharf geschieden werden von den jungvulkanischen Gesteinen, die den zum Teil noch tätigen Vulkanen angehören und deren Hauptmassive in quartärer Zeit gebildet wurden. Die älteren Teile der Kegelberge und die alten eingestürzten Kraterlande reichen bis ins jüngste Tertiär zurück. Als Verbreitungsgebiete von tertiären und jungvulkanischen Gesteinen können genannt werden die Reihe der kleinen Soendainseln, Halmahera und die Inseln westlich davon, Celebes (besonders der nördliche und der südliche Teil). Tertiäre vulkanische Gesteine ohne junge Vulkane sind z. B. bekannt von Soemba, während die vulkanischen Gesteine, die von der Nordküste von Nieder-

¹⁾ J. WANNER, Geologie von West-Timor, loc. cit. — G. A. F. MOLENGRAAFF, *Folded mountain chains etc.*, loc. cit.

ländisch-Timor, Wetter, Ambon und benachbarten Inseln, Hoemoeal in Südwest-Ceram und Amblau (südlich von Boeroe) bekannt sind und die als eine größtenteils vom Meere bedeckte Zone an der Innenseite des Timor-Cerambogens verfolgt werden können, wahrscheinlich — wenigstens zum Teil — ebenfalls von tertiärem Alter sind.

Die Vulkane des östlichen Indischen Archipels (mit Celebes) können in die folgenden Gruppen verteilt werden:

1. Die Vulkane der kleinen Soendainseln, sich fortsetzend in die Vulkaninseln des Bandameeres (ohne tätige Vulkane zwischen Pantar und Dammer).
2. Die Vulkane der Sangiinseln, von Nord-Celebes und der Insel Oena Oena im Golfe von Tomini.
3. Die Vulkane im südlichen Teile von Celebes.
4. Die Vulkane von Halmaheira und benachbarten Inseln.

Der Zusammenhang von eruptiver Tätigkeit und Bewegungen der Erdkruste, sowohl in bezug auf die Zeit als die Stelle dieser Erscheinungen ist von allgemeiner Bekanntheit. Wir wollen hier den Zusammenhang zwischen Vulkanismus und tektonischen Bewegungen in einem Teile des behandelten Gebietes etwas näher erörtern.

Es ist eine auffallende Erscheinung, daß auf allen Inseln der Sundareihe: Sumatra, Java, Bali, Lombok, Soembawa, Flores, Lomblen, Pantar tätige Vulkane vorkommen, während diese, weiter östlich, den Inseln Alor, Kambing, Wetter und Roma fehlen, um dann noch weiter östlich wieder aufzutreten in der bogenförmigen Reihe der Vulkaninseln Dammer, Teon, Nila, Seroea, Manoek und Banda (Fig. 2).

Die Vulkane des Bandameeres liegen nach VERBEEK¹⁾ auf einer Ellipse, die keinen Zusammenhang hat mit den Vulkanen der kleinen Soendainseln. Wir betrachten den Vulkanbogen des Bandameeres als die, größtenteils untermeerisch verlaufende, Fortsetzung der kleinen Soendainseln und dann ist das Fehlen der Vulkane in einem Teile dieser Reihe eine Erscheinung, die aus allgemeineren Ursachen erklärt werden muß.

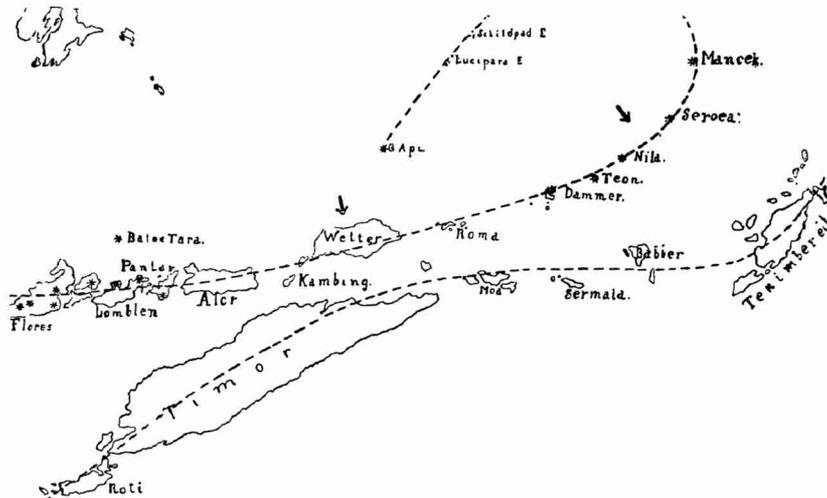
In bezug hierauf nennen wir die folgenden Kennzeichen der beiden bogenförmigen Inselreihen im südöstlichen Indischen Archipel:

1. Die Vulkane sind auf den innern Bogen beschränkt.
2. Die tätigen Vulkane fehlen dem innern Bogen, wo die beiden Bogen sich am meisten nähern, das ist nördlich von Timor.
3. Auf dem Teile des innern Bogens, wo die tätigen Vulkane fehlen, haben vulkanische Produkte von jetzt nicht mehr tätigen Vulkanen eine große Verbreitung. Auf Alor und Kambing waren die Vulkanformen schon längere Zeit der Erosion ausgesetzt, und dasselbe gilt für Roma. Auf der in der Mitte dieser Inseln ohne tätige Vulkane gelegenen Inseln Lirang und

¹⁾ R. D. M. VERBEEK, loc. cit.

Wetter sind gar keine Vulkanformen bekannt geworden, und hier sind schon Diabase, Gabbros und Granite durch langwierige Erosion sichtbar geworden. Bei Wetter nähert der innere Bogen sich am meisten dem Timor-Cerambogen, und die vulkanische Tätigkeit scheint im innern Bogen um so länger fortgedauert zu haben, je mehr die beiden Inselbogen sich nach beiden Seiten voneinander entfernen.

4. Die Verbreitung der gehobenen Korallenriffe, die den jüngsten Vulkanen fehlen, weist auf dieselbe Schlußfolgerung hin¹⁾.



--- Die antiklinalen Wölbungen. * Centra der jüngsten vulkanischen Tätigkeit.

Fig. 2. Gebirgsbildende Vorgänge und vulkanische Tätigkeit im südöstlichen Teile des Niederländisch-Ostindischen Archipels.

Auf den Zusammenhang zwischen den jüngsten gebirgsbildenden Vorgängen in den bogenförmigen Inselreihen der Molukken mit Faltungserscheinungen in größerer Tiefe wurde schon oben hingewiesen. Bei faltenden Bewegungen werden bei der Wiederherstellung des Gleichgewichtes die Verschiebungen in der festen Erdkruste zusammen mit Bewegungen im flüssigen Magma stattfinden. In den Sattel- und Muldenbiegungen werden Zugspannungen auftreten, und das flüssige Magma wird vielleicht an diesen Stellen einen Ausweg finden können, so daß tätige Vulkane auf den antiklinalen Wölbungen der Gebirge (hier Insel-

¹⁾ H. A. BROUWER, Over het ontbreken van werkende vulkanen tusschen Pantar en Dammer in verband met de tektonische bewegingen in dit gebied. Versl. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam. XXV. 1917. S. 995.

reihen) auftreten. Anders werden die Verhältnisse, wenn der Zusammenhang der Schichten aufhört; die Zugspannungen in den Mulden- und Sattelbiegungen nehmen ab oder werden aufgelöst, und die Zufuhrkanäle des Magmas bis zur Oberfläche können allmählich abgeschlossen werden. Wenn sich Überschiebungen bilden, werden Schichten, die früher nebeneinander lagen, aufeinander geschoben, die Erdkruste wird an dieser Stelle an Mächtigkeit zunehmen, und auch aus diesem Grunde wird der Zutritt des Magmas zur Erdoberfläche erschwert werden können. Es kann auch vorkommen, daß der Zusammenhang der Schichten schon, ohne daß erst Biegung auftritt, aufhört. Es ist klar, daß dann schon sofort die Verschiebungen in der Erdkruste eine Zunahme der Mächtigkeit der Kruste zur Folge haben.

Wenn wir diese hypothetischen Betrachtungen anwenden auf die jüngsten gebirgsbildenden Vorgänge und die vulkanische Tätigkeit in den Inselbogen unseres Gebietes, so zeigt sich, daß während dieser gebirgsbildenden Vorgänge das Magma im äußeren Bogen die Oberfläche auf den antiklinalen Wölbungen nicht erreicht hat. Der Druck könnte sich aber auch dann — wenigstens im Anfang — sehr gut geäußert haben durch Faltung ohne Zerbrechung des Zusammenhangs der Schichten. Dasselbe gilt für die in der Nähe des äußeren Bogens gelegene Insel Wetter des inneren Bogens, insoweit hierüber aus den bis jetzt bekannten geologischen Tatsachen geurteilt werden kann. Im inneren Bogen dauert die vulkanische Tätigkeit bis heutzutage fort, aber sie scheint gleichzeitig mit den jüngsten gebirgsbildenden Vorgängen allmählich zu erlöschen. Dieses Erlöschen hat später stattgefunden, je weiter dieser Bogen sich vom äußeren Bogen und vom Vorlande entfernt. Wir haben schon oben erwähnt, daß bei den jüngsten gebirgsbildenden Vorgängen, wie bei den miozänen, Bewegungen in der Richtung des Vorlandes stattfinden, und bei diesen Vorgängen können wieder Überschiebungen gebildet werden. Die Annahme scheint gerechtfertigt, daß die faltenden Bewegungen zuerst in den dem Vorlande am nächsten gelegenen Teilen den obengenannten Charakter bekommen haben, durch den die Verbindung des Magmas mit der Oberfläche abgeschlossen wird, während dasselbe allmählich der Fall sein wird auf den weiter östlich und westlich gelegenen Inseln des inneren Bogens, wenn die faltenden Kräfte fort-dauern.

Im inneren Inselbogen des südöstlichen Indischen Archipels hätten wir dann ein Beispiel von Auslöschung vulkanischer Tätigkeit während Auflebung gebirgsbildender Vorgänge.

Delft, März 1917.

II. Besprechungen.

Das oberengadiner Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken.

Von Otto Wilckens (Straßburg i. E.).

Literatur.

1. E. BLÖSCH, Geologischer Überblick über das Berninagebiet. — Englers botanische Jahrbücher. **47**. Heft 1/2. Leipzig 1911.
2. H. BROCKMANN-JEROSCH, Flora des Puschlav. Leipzig 1907.
3. H. P. CORNELIUS, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. — Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1912. S. 632—638.
4. H. P. CORNELIUS, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. — Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beilage-Bd. **35**. S. 374—498. Taf. XIX. 1912.
5. H. P. CORNELIUS, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). — Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1913. S. 246—252.
6. H. P. CORNELIUS, Über die Stratigraphie und die Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 75. Lief. (N. F. 45. Lief.). S. 1—42. 1 Taf. 1914.
7. H. P. CORNELIUS, Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. **40**. S. 253—363. Taf. III, IV. 1915.
8. H. P. CORNELIUS, Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-Massivs. — Geol. Rundschau. **6**. S. 166—177. 1915.
9. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. — Leipzig 1913.
10. U. GRUBENMANN, Über drei Alkaligesteine aus dem Berninagebiet. — Schweiz. Chemikerzeitung 1914.
11. A. SPIZ und G. DYHRENFURTH, Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). — Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1913. S. 403—415.
12. R. STAUB, Zur Tektonik des Berninagebirges. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. **58**. S. 329—370. Taf. V. 1913.
13. R. STAUB, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Ebenda. **60**. S. 55—336. 1915.
14. R. STAUB, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 46. Lief. I. Abt. 1 Karte. 1916.
15. R. STAUB, Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. — Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. **61**. S. 324—407. Taf. I, II. 1916.
16. G. STEINMANN, Über Serpentincontact am Longhinpaß. — Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Karlsruhe 1911. 2. Teil, I. Hälfte. S. 377—378. 1911.
17. G. STEINMANN, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. — Geol. Rundschau. **4**. S. 220—223. 1913.

18. D. TRÜMPY, Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 58. S. 1—9. 1913.
 19. F. ZYNDEL, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 41. Lief. S. 1—39. 4 Taf. 1912.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	212
1. Der Serpentin des Malenco (Surettadecke)	212
2. Die rhätische Decke.	
A. Ihre Gesteine	213
a) Malojaserie. b) Trias. c) Lias. d) Hyänenmarmor. e) Radiolarit. f) Ophiolithe. α) Gabbro. β) Diabas. γ) Diabasporyphyr. δ) Amphibolit. ε) Grünschiefer. 1. Augitchloritschiefer. 2. Epidotchloritschiefer. 3. Chloritalbitschiefer. 4. Chloritschiefer. ζ) Variolit. η) Serpentin. θ) Hornblendit, Nephrit, Talkschiefer. ε) Kontaktprodukte der Ophiolithe. 1. Kontaktderivate der Malojaserie. 2. Desgl. der mesozoischen Kalksteine und Dolomite. I. Ophicalcit. II. Marmor. III. Kalksilikatfels. ζ) Alter der Ophiolithintrusion.	
B. Ihre Tektonik	220
a) Im Oberengadin. b) Ihre Wurzel im unteren Veltlin.	
3. Die Selladecke.	
A. Ihre Gesteine	225
a) Casannaschiefer. b) Monzonite. c) Banatite. d) Aplit. e) Lamprophyr. f) Mesozoikum.	
B. Ihre Tektonik	228
a) Im Berninagebirge. b) Ihre Wurzel.	
4. Die Errdecke.	
A. Ihre Gesteine.	230
I. Nördlich des Inn. a) Granit. b) Kristalline Schiefer. c) Nairporphyr. d) Pyritquarzit. e) Diabas. f) Schiefer. g) Trias. h) Lias. i) Hyänenmarmor. k) Radiolarit. l) Saluergestein. II. Südlich des Inn. a) Casannaschiefer. b) Granit. c) Aplit und Alsbachit. d) Lamprophyr.	
B. Ihre Tektonik	236
a) Im Oberengadin. b) Ihre Wurzel.	
5. Die Berninadecke.	
A. Ihre Gesteine	238
a) Diorit. b) Monzonit und Banatit. c) Granit. d) Quarzkeratophyr. e) Altersverhältnis der Intrusiva. f) Caraleserie. g) Alter der Berninaintrusion. h) Prätriadische Faltung der Berninadecke. i) Mesozoikum.	
B. Ihre Tektonik	242
a) Im Berninagebirge und Oberengadin. b) Ihre Wurzel.	
6. Die Langarddecke.	
A. Ihre Gesteine	245
B. Ihre Tektonik	246
a) In der Decke. b) Ihre Wurzel.	
7. Die Campodecke	247
8. Metamorphose und Deckenbau	248
9. Disgraziamassiv und Tonalit von Sondrio	248
Nachtrag	250

Wegen der in diesem Sammelreferat genannten Örtlichkeiten sind die Karten von R. STAUB (14) und CORNELIUS (7) beizuziehen.

Das Oberengadiner Gebirge beiderseits des Inn, von Samaden bis Maloja und von Maloja südwärts bis zum schweizerisch-italienischen Grenzkamm wird von sechs tektonischen Einheiten aufgebaut: 1. dem Malencoserpentin (Surettadecke), 2. der rhätischen Decke, 3. der Sella-, 4. der Err-, 5. der Bernina- und 6. der Languarddecke. Der Schub, der diese Decken erzeugte, war im allgemeinen gegen N. bis NW. gerichtet. Ihre Wurzeln streichen in west-östlicher Richtung. Die Deckenachsen fallen im Oberengadin gegen O. und NO. Zwischen Septimer- und Julierpaß beträgt das axiale Gefälle etwa 20°. Im Berninagebirge herrscht, wie schon LEOP. v. BUCH erkannte, vorwiegend einheitliches Fallen nach NO. Daher zeigt die Südseite die Schichtköpfe und ein gewaltiges Profil durch den ganzen Bau. Außer einer synklinalen Einknickung der Decken in ihrem Streichen im Bereiche des Engadins zeigt sich noch im Osten des Berninagebirges eine quer zur Längserstreckung der Decken gerichtete Abbiegung und Überfaltung (s. S. 246).

1. Der Serpentin des Malenco (Surettadecke).

In außerordentlicher Einförmigkeit baut Serpentin das 3000 m hohe Gebirge von der Talsohle des Malenco bis zu den Hochgipfeln der Disgrazia auf. Äußerlich erscheint der Malencoserpentin zwar schiefriger als der bündnerische; aber unter dem Mikroskop erweist er sich als mit diesem in allen wesentlichen Eigenschaften übereinstimmend. Der vorwiegende Gemengteil des Gesteines ist Antigorit, daneben findet sich Pyroxen. Die Serpentine sind aus Peridotiten hervorgegangen. CORNELIUS hat mehrere Kontaktprodukte des Serpentins beschrieben. Die jüngsten umgewandelten Gesteine sind triadisch; die Intrusion des Serpentinmagmas ist also höchstens spät- oder aber nachtriadisch. Es ist daher durchaus unrichtig, wenn auf der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 500 000 (2. Aufl.) die Malencoserpentine als vortriadische kristalline Schiefer und mit einer anderen Farbe als die Serpentine Graubündens erscheinen.

ZYNDEL erklärte das Auftreten der basischen Eruptivgesteine des oberen Malencotals und seiner Nebentäler als ein Fenster in der rhätischen Decke. Er wies darauf hin, daß sich die Malencoschiefer (= Serpentin) überall unter die Fedozgneise (= Gneise der Malojaserie der rhätischen Decke) senken. Nach seiner Meinung sollte die Berührung an einer Überschiebungsfläche erfolgen. Nach R. STAUB handelt es sich mehr um eine Überfaltung. Der Kontakt des Serpentins mit den Gneisen und dem Mesozoikum der rhätischen Decke ist primär. Diopsid- und Klinozoisitfelse, Tremolit- und Diopsidmarmore sowie diopsid-, granat-, hornblende- und biotitführende Gneise finden sich vielfach an der Grenze beider Gesteinsgruppen. Wenigstens in ihrem oberen Teil gehören die Serpentine zur rhätischen Decke, und zwar zu deren verkehrtem Mittelschenkel. Die Malencoserpentine sind nur ein Teil der Ophiolithe der rhätischen Decke und müssen wie diese jünger sein als

die ersten ostalpinen Überschiebungen (s. S. 220). Ihre Hauptmasse gehört aber zum hangenden Schenkel der nächst tieferen, der Surettadecke. Ihr Liegendes erscheint in dem Fenster des Mte. Motta im Malencotal in Form von Liasschiefern, triadischen Marmoren, Kalken und Dolomiten und darunter den Gneisen und Glimmerschiefern von Lanzada, deren südlichster Teil zur Wurzel der Surettadecke gehört. Die Malencoserpentine bilden also den Muldenkern zwischen Suretta- und rhätischer Decke. Sie lagern ähnlich wie Sedimente über den Surettagneisen und sind durch Überfaltung unter den Kern der rhätischen Decke gelangt. Glättet man in Gedanken die Decken aus, so ergibt sich eine ursprüngliche Lage des Malencoserpentins nördlich von den Oberhalbsteiner und Oberengadiner Ophiolithen. Da die Ophiolithe längs der Sohle der ostalpinen Decke emporgedrungen sind (s. S. 221), so muß die Wurzel ihrer Intrusion im Wurzelgebiet zwischen der Wurzel der rhätischen und derjenigen der untersten ostalpinen Decke gesucht werden. Der Malencoserpentin und die anderen Ophiolithe der rhätischen Decke wurzeln nicht dort, wo sie sich jetzt befinden, sondern im nördlichsten Teil der heutigen Zone von Ivrea¹⁾ und in dessen östlicher Fortsetzung, der Tonalezone, sowie z. T. in den penninischen Gneisen (Carcale-Gorduno-Stabbiograt).

Die Malencoophiolithe treten in Form eines großen Dreiecks zutage. An dessen Nordseite bilden sie, vom Bergell bis zum Puschlav, die Unterlage aller höheren Decken des Berninagebirges. An der Südseite grenzen sie an die Wurzel der rhätischen Decke. Im Westen wird die dritte Seite durch den Rand des jungen Disgrazia-Granitstockes gebildet.

2. Die rhätische Decke.

A. Die Gesteine der rhätischen Decke.

Die rhätische Decke im Sinne STEINMANN'S wird aus der prätriadischen »Malojaserie«, Trias, Lias, »Hyänenmarmor«, Radiolarit und Ophiolithen aufgebaut.

a) Die »Malojaserie«. Das tiefste Glied der Malojaserie ist der »Malojagneis«, ein Gestein mit abwechselnd grünen und weißen Lagen, von denen die ersteren aus einem grünen, dem Phengit ähnlichen Muskovit, die letzteren aus Quarz und Albit in mehr oder weniger gleichem Mengenverhältnis bestehen. Die normale Ausbildung des Gesteines zeigt 1—2 mm dicke weiße Lagen und Paralleltextur; daneben finden sich aber, z. B. gerade bei Maloja, unregelmäßig flasrige Augengneise mit einsprenglingsartigen Feldspäten von dick-linsenförmiger Gestalt. Feinblättrige Serizitschiefer mit intensiven Streckungs- und Fältelungserscheinungen, die durch Aufnahme von dunklem, gra-

¹⁾ Es ist unbegreiflich, daß R. STAUB nicht erwähnt, daß es sich hier um eine bereits von E. SUSS vertretene Anschauung handelt. Auch in STAUB'S Literaturverzeichnis findet sich kein Hinweis auf SUSS' Mitteilung.

phitischem Pigment in schwarzgraue, glänzende Serizitphyllite von feinblättriger Textur übergehen, sind auf die höheren Teile der Malojaserie beschränkt und mit den Gneisen durch Übergänge verbunden. Wegen dieser Verknüpfung hielt CORNELIUS und ihm folgend R. STAUB anfänglich die ganze Malojaserie für einheitlich und, da der Chemismus des Gneises nicht ganz eindeutig ist, für eine Serie sedimentärer Entstehung. Später faßte CORNELIUS dann aber die Gneise, namentlich die Augengneise, als umgewandelten Granit auf. Er hält es für nicht ausgeschlossen, daß sie bereits vor Beginn der tertiären Gebirgsbildung im Zustande kristalliner Schiefer waren, wenn sich auch die tertiäre Metamorphose in der rhätischen Decke wesentlich in Umkristallisation geäußert hat (7, S. 361 Anm.). Die Beziehungen der Gneise zu den sedimentären Phylliten sind schwer zu deuten. Betrachtet man den Granit, von dem jene abzuleiten, als intrusiv, so befremdet das Fehlen jeder Kontaktmetamorphose. Bei der Annahme, daß die Schiefer ein Aufarbeitungsprodukt des Granits darstellen, bleibt das Fehlen größerer klastischer Bildungen unerklärt. Faßt man endlich das Eruptivgestein als Effusivmasse (als einen Liparit) auf, so steht dem wiederum der Mangel an Relikten von Quarzeinsprenglingen entgegen. Kataklyse zeigen die Gneise im Kern der rhätischen Decke gar nicht. Ihre Umkristallisation betrachtet deshalb R. STAUB nicht als Werk der Alpenfaltung, sondern als älter. Östlich des Fextales treten in der Mehrzahl der Malojagesteine die Quarz-Feldspatlagen zurück, und der Chlorit wird herrschender Gemengteil, ohne daß der Muskovit verschwindet.

b) Die Trias. Dicht über den Phylliten und unter den Triasdolomiten liegt oft ein feinkörniger, nach Glimmerlagen in Platten von einigen Zentimetern Dicke brechender Quarzit. Der Dolomit der Trias ist gelblichweiß, örtlich rot gefärbt, grobbankig, dicht. Quarz ist in Form mikroskopischer Körnchen und als Kluftausfüllung vorhanden. Gepreßt ist der Dolomit in polyedrische Stücke zerbrochen. In den tiefsten Teilsynklinalen der rhätischen Decke ist er zu einem feinkörnigen Dolomitmarmor mit einzelnen größeren Glimmerblättchen umkristallisiert.

c) Lias. Zum Lias sind dunkle, feinblättrige, serizitische, mehr oder minder kalkreiche Schiefer zu rechnen, die mit quarzreichen, scheinbar kompakten, in Wirklichkeit geschiefertten Kalkbänken wechsellagern. In den vorhin erwähnten Teilsynklinalen herrscht in diesen Gesteinen deutlich sichtbare Kristallinität, die Quarzkörner treten deutlicher hervor und angewitterte Flächen haben ein sandiges Aussehen; heller Glimmer bildet flasrig gewellte Häute. Zum Lias gehören auch Dolomitzkonglomerate und -breccien, die so geschiefert sind, daß die Dolomitbruchstücke zu flachen Linsen ausgedünnt erscheinen.

d) Hyänenmarmor. Dieser ist ein feinkristalliner Kalk mit abwechselnd rötlichen (gelblichen, weißen) und blaßgrünlichen Lagen von einigen Millimetern Dicke. Letztere sind quarz- und serizitreich und

wittern rauh und braun an. Den Namen wählte CORNELIUS wegen der bezeichnenden Streifung auf seinen Anwitterungsflächen. STEINMANN und ARGAND halten ihn für einen umgewandelten Aptychenkalk (mündl. Mitt. an CORNELIUS). Das Alter läßt sich nicht genau bestimmen, muß aber jünger als Lias und kann höchstens oberjurassisch sein.

e) Radiolarit. Der Radiolarit, dem in Graubünden ein oberjurassisches Alter beizumessen ist, besteht aus dichten, rot, grün, grau oder violett gefärbten Hornsteinen und Schiefen in Wechsellagerung. Die Umrisse der Radiolarien sind im Dünnschliff gut erkennbar. Stellenweise sind dem Radiolarit Manganerze eingelagert. CORNELIUS hält sie für syngenetisch, nach Art der Manganerze der jetzigen Tiefseetone.

Die Zusammensetzung der rhätischen Decke ist nördlich des Silser Sees (CORNELIUS' Arbeitsgebiet) und südlich desselben (R. STAUBS Arbeitsgebiet) gleich. Das gilt nicht nur für die bisher besprochenen Gesteine, sondern auch bis auf wenige kleine Unterschiede für die grünen basischen Eruptivgesteine, die

f) Ophiolithe. Von diesen finden sich in der rhätischen Decke: Gabbro, Diabas, Amphibolit, Grünschiefer, Serpentin, Hornblendit, Nephrit und Talkschiefer. Außerordentlich zahlreich sind die Umwandlungsprodukte der Diabase. Alle diese Gesteine sind intrusiv; Ergußformen und Tuffe fehlen ganz.

a) Gabbro kommt in dem hier betrachteten Gebiet nur in kleinen Massen am Septimerpaß und bei Gravasalvas vor.

β) Die Diabase sind nur ausnahmsweise unverändert. Es sind dann feinkörnige bis dichte, sehr zähe, dunkelgraugrüne bis graue, sehr zerklüftete Gesteine von ophitischer Struktur.

γ) Diabasporphyr. Besonders erwähnenswert ist derjenige vom Grialetsch. Es lassen sich hier zwei Abarten unterscheiden: die eine führt epidotgrünen, matten, basischen Plagioklas als Einsprengling in einer körnigen Grundmasse aus Hornblende, Augit, Plagioklas, Ilmenit, Titanit, die andere scheint die feinkörnigere randliche Ausbildung dieser ersteren darzustellen.

δ) Amphibolite sind nur aus dem Gebiet südlich des Silser Sees beschrieben. Es sind umgewandelte diabasische und diabasporphyrische Gesteine, die aus Hornblende und Plagioklas (meist Albit) bestehen, aber durch starke Umkristallisation die diabasische Struktur vollständig verloren haben. Die Albitamphibolite, die als Schlieren im Diabasporphyr des Grialetschhügels auftreten, wurden bisher als Spilite bezeichnet. Sie stammen teils von feinkörnigen Hornblende-diabasen, teils von Augitporphyriten. Augitamphibolite sind aus der diabasisch-körnigen Facies der Diabasporphyrite des Grialetsch hervorgegangen. Uralitamphibolite lassen sich auf gewöhnliche Diabase zurückführen und das gleiche gilt von den ausgezeichnet gefalteten Chloritalbitamphiboliten, die makroskopisch ganz wie Grünschiefer aussehen und aus denen reine Chloritschiefer hervorgehen können.

e) Grünschiefer. Die Grünschiefer lassen sich in mehrere Untergruppen einteilen, die sich aber makroskopisch sehr gleichen, so daß zur Feststellung des Vorkommens der einzelnen Typen zahllose Dünnschliffe von vielen Fundorten nötig sind.

1. Untergruppe: Augitchloritschiefer. Ihre Hauptgemengteile sind Augit, Chlorit und Albit. Diese Typen sind Umwandlungsprodukte von grobkörnigen Diabasen und Diabasporphyriten. CORNELIUS beschreibt drei Vorkommen aus seinem Arbeitsgebiet zwischen Septimer-, Julierpaß und Silser See, R. STAUB andere von Surlej und Grialetsch.

2. Untergruppe: Epidotchloritschiefer. Hier lassen sich mehrere Abarten unterscheiden:

I. Die albit- und epidotreichen Epidotchloritschiefer. Sie sind die verbreitetste Grünschieferart des ganzen Oberengadins. Es sind feinkörnige, fast dichte, meist mehr massige als schiefrige Gesteine von dunkel-, grau- oder gelbgrüner Farbe. Oft zeigt sich Bänderung durch den Wechsel von dunkel- oder graugrünen und weißen oder hellgrünen Lagen, die durch Verzahnen oder Auskeilen miteinander verbunden sind. Violette Lagen entstehen durch Verwitterung. Die Farben sind oft auch fleckig verteilt. Hauptgemengteile sind Epidot, Chlorit, Albit, Nebengemengteile Titanit und Pyrit. Calcit tritt als Übergemengteil auf. Die Epidotchloritschiefer stellen das stärkstmorphe Glied der Reihe Diabas—Albitamphibolit—Epidotchloritschiefer dar. Ihr Ausgangsmaterial waren sehr feinkörnige Diabase.

II. Calcitreiche, epidotarme Epidotchloritschiefer. Sie zeigen eine Bänderung durch Wechsel von gelbgrünen oder grünen und violetten Lagen.

III. Die albitarmen Epidotchloritschiefer zeigen wechselnde Lagen von Chlorit, Epidot, Titanit einer- und Epidot, Calcit und Albit andererseits.

IV. Albitfreie Epidotchloritschiefer hat nur CORNELIUS in seinem Gebiet angetroffen. Einer aus der Gegend nördlich von Gravalvas scheint von einem pyroxenitischen Spaltungsgestein herzustammen.

V. Der porphyrtartige Epidotchloritschiefer vom Grialetschhügel zeichnet sich durch die weißen oder hellgrünen Linsen von ovaler Form (Zoisit und Epidot, aus ehemaligen Plagioklasen hervorgegangen) aus, die in einer dichten oder feinkörnigen, grau bis spatgrünen Grundmasse liegen. Er ist von Diabasporphyrit abzuleiten.

CORNELIUS teilt vier Analysen von Grünschiefern mit. Chemisch sind alle diese Gesteine Zwischenglieder zwischen Kalkalkali- und Alkalmagmen (OSANNSche Typen Cache Creek und Oroville). Sie stellen ein metamorphes Äquivalent der unterengadiner Diabase dar. Das gleiche gilt auch von dem von Frau R. STAUB analysierten Chloritalbitschiefer von Grialetsch.

3. Untergruppe: Chloritalbitschiefer. Dieser (eben erwähnte) Grünschiefer enthält keinen Epidot, sondern als Hauptgemengteile nur Chlorit und Albit. Es sind dichte, dunkelgrüne, weiche, massige Gesteine, von denen R. STAUB zwei Vorkommen beschreibt, von denen das eine von einer kalkarmen, Mg- und Fe-reichen Schliere oder Facies, das andere, turmalinführende, von einer Randfacies der Diabase herkommen dürfte.

4. Untergruppe: Chloritschiefer. Im Gebiet von Grialetsch und an der Alp Mortèls fand R. STAUB typische Chloritschiefer (ohne Albit) mit eingesprengten Magnetitoktaedern von bis 2 mm Kantenlänge. Sie dürften von Mg- und Fe-reichen Bildungen im gabbroiden Magma herzuleiten sein.

ζ) Variolit traf R. STAUB auf Alp Mortèls. Nach seinem Mineralbestand ist es ein Epidotchloritschiefer. Die Variolen bestehen aus einem granoblastischen Gemenge von Albit und Epidot. Hervorgegangen ist er wahrscheinlich aus einer randlichen Bildung von Diabas.

η) Serpentin. Der Serpentin ist das verbreitetste Gestein der Ophiolithgruppe. Er bildet düstere, schwarz oder braunrot angelaufene Felsen und rote Schutthalden. Es sind tief-, einzeln auch olivgrüne, meist völlig dichte, aber auch wohl feinkörnige Gesteine, die von Klüften und Rutschflächen in großer Zahl durchzogen werden, von denen erstere vielfach mit hell- bis dunkelgrünen Chrysotiladern (späterem Absatz aus wässriger Lösung!) erfüllt, letztere oft mit hell- oder smaragdgrünem, durchscheinendem Edelserpentin bedeckt sind. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als Antigoritserpentin. Zum Antigorit treten als weitere Gemengteile noch Magnetit und amorphe Substanz, ferner Chlorit, Strahlstein, Diallag, Augit, Titanit, Ilmenit, Pyrit, Magnesit. Olivin fand sich in keinem der untersuchten Dünnschliffe erhalten; aber die deutliche Maschenstruktur vieler Gesteine weist darauf hin, daß Olivin das Muttermineral des Antigorits war. Als Reliktminerale treten Diallag und Augit auf, die die verschiedensten Stufen der Umwandlung in Serpentin aufweisen. Diese diallag- und augitführenden Serpentine sind auf Peridotite, und zwar meist auf Diallagperidotite (Wehlite) zurückzuführen und als Diallagserpentine zu bezeichnen. Wo die Pyroxene fehlen, muß von Antigoritserpentin gesprochen werden. R. STAUB gibt die Analyse von einem Serpentin von der Alp Prasüra, dankenswerterweise, da bisher noch keine Analyse von einem Serpentin aus dem Oberhalbstein, Oberengadin und Malenco vorlag. Das Analysenergebnis ist: SiO_2 39,01; TiO_2 0,21; Al_2O_3 0,43; Fe_2O_3 8,26; Cr_2O_3 Spur; FeO 1,59; MnO 0,13; CaO 0,81; MgO 37,09; K_2O und Na_2O —, aq. bis 110° 0,76; Glühverlust 11,41; Sa. 99,70.

9) Ein Hornblendit mit Hornblende als einzigem Gemengteil wurde s.w. von Alp Surlej gefunden. Nephrit fand R. STAUB an der Fuorcla Furtshellas. Er erklärt ihn als mylonitisierten Strahlsteinschiefer, welcher letzterer entweder von websteritischen Gängen oder Schlieren oder aber von einer Randfacies der jetzt serpentinitisierten peri-

dotitischen Massen abzuleiten ist. Talkschiefer tritt als Umwandlungsprodukt von Serpentin selten am Piz Corvatsch auf.

e) Kontaktprodukte der Ophiolithe. Die Ophiolithe haben ihre Nebengesteine metamorphosiert und dabei eine Reihe bemerkenswerter Kontaktprodukte erzeugt, deren Ausgangsmaterial teils Gesteine der Malojaserie, teils solche des Mesozoikums sind.

1. Kontaktderivate der Malojaserie. Unter diesen ist besonders der von CORNELIUS beschriebene Riebeckitgarbenschiefer s.ö. von Gravasalvas und zwischen Ova del Mulin und Lavatera hervorzuheben. Makroskopisch zeigt er eine dunkelashgraue Grundmasse mit braunen Glimmerschüppchen und in derselben bis 1 cm lange schwarzblaue Nadelchen von Riebeckit in Büscheln und Garben. Mikroskopisch ergaben sich als weitere Hauptgemengteile Quarz und Albit, ferner ein goldgelber Biotit. Ausgangsmaterial war wohl ein schwarzer Phyllit der Malojaserie; es muß aber bei der Kontaktmetamorphose Na-Zufuhr eingetreten sein. Diesem Gestein ähnlich ist der Alkalihornblende-schiefer vom Gipfel des Piz del Sass und der lichtbraune Glimmerschiefer von der Scharte zwischen Piz Longhin und Piz del Sass, sowie der Alkalihornblendegneis (graphitarmer Alkalihornblende- bis Riebeckitgarbenschiefer) südlich von Grialetsch, der von R. STAUB beschrieben wird. Ausgangsmaterial des letztgenannten Kontaktgesteins war Malojagneis. Im Hintergrunde des Fextales kommen Hornblendegarbenschiefer vor.

2. Die Kontaktderivate der mesozoischen Kalksteine und Dolomite weisen eine sehr große Mannigfaltigkeit auf. Sie kommen teils im Serpentin, teils zwischen diesem und Malojagneis, also in der normalen stratigraphischen Stellung, vor. Die Kontaktzonen sind gewöhnlich 1—3, einzeln 20—30 m breit. Kontaktminerale sind: Diopsid (grün, auch weiß), Hornblende (Grammatit, Alkalihornblende, riebeckitartig), Epidot, Granat (nicht sehr verbreitet), Vesuvian (am Piz Longhin früher für Nephrit gehalten), Feldspat, Chlorit, Antigorit, Biotit, Chromminerale (Chromdiopsid, Chromglimmer, aber nicht Fuchsit), Magnetit, Pyrit, Chromit, Calcit, Graphit.

An Kontaktgesteinen haben CORNELIUS und R. STAUB beobachtet:

I. Ophicalcite. Diese Gesteine, die eine innige Durchdringung von Kalk- und Serpentinmaterial darstellen, treten an zahlreichen Stellen der Ophiolithzone des Piz Corvatsch sowie nördlich des Silser Sees auf. Die kalkigen Teile der Ophicalcite sind weiß, grau, grünlich, gelb oder rot, die Serpentineile schwarz- oder tiefblaugrün gefärbt. Die Größe der einzelnen Teile und ihr Mengenverhältnis ist sehr wechselnd. Gewisse grobe Abarten dieser Gesteine erscheinen je nach den Porphyroblasten als Tremolit- oder als Chloritophicalcit. Eine Entstehung der Ophicalcite durch mechanische Verknetung, sekundäre Infiltration oder als Tuffbildung lehnt CORNELIUS ab. Er sowohl wie STAUB führen sie auf Kontaktmetamorphose zurück, die Liaskalksteine durch

Zufuhr von Serpentinmagma auf pneumatolytischem Wege betroffen hat. Die Durchtränkung des Karbonatgesteins mit dem Serpentinmaterial ist außerordentlich innig.

II. Kontaktmarmore. Diese spielen beiderseits des Silser Sees nur eine unbedeutende Rolle. Es sind rein weiße Marmore (z. T. mit Serizit), Phyllit-, Chloritmarmore, schiefriger Kalk mit feinen, tiefblauen und helleren Lagen, in welchen letzteren ein gras- bis smaragdgrünes Chromsilikat auftritt. R. STAUB beschreibt einen titanitreichen Alkalihornblendekalkglimmerschiefer (oder kürzer Alkalihornblendemarmor) im Kontakt mit den Grünschiefern des Lej Sgrischus.

III. Kalksilikatfelse. Diopsid-, Epidot- und Klinozoisitmarmore, wie sie an der Bocchetta delle Forbici im oberen Malencotal anstehen, bilden den Übergang zu der mannigfaltigen Gruppe der Kalksilikatfelse, die sämtlich durch die Ophiolithe kontaktmetamorphosierte Karbonatgesteine darstellen. Besonders Prognieu ist ein reicher Fundplatz für sie. Die häufigste Silikatfelsart ist der Diopsidfels. Er ist ein massiges, dichtes Gestein mit splittrigem Bruch. Seine Farbe ist ein Grün von wechselndem Ton. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Zwischenräume zwischen den Diopsiden mit Chlorit, Epidot, Klinozoisit und Titanit ausgefüllt. Der reine Diopsidfels stammt von reinem Dolomit. Andere Kalksilikatfelse sind Granatdiopsidfels (rötlichviolett, der Granat ist ein Kalkeisengranat [Andradit]. Reichtum an Titanit), Vesuvian-diopsidfels (von sehr mannigfaltigem Aussehen, teils schlierig oder gefleckt, teils pfirsichblüt- bis bräunlichrot oder gelblichweiß; Ausgangsmaterial tonschüssiger, kalkreicher Dolomit), Vesuvianfels (vom Piz Longhin), Vesuviangranatfels (so der von STEINMANN beschriebene vom Longhinpaß dicht unterhalb der Paßhöhe gegen den Longhinsee hin), endlich Epidotfels und Klinozoisitfels.

Daß diese Silikatmarmore und Kalksilikatfelse wirklich kontaktmetamorph sind, geht aus ihrer Zusammensetzung aus Mineralien der obersten und der tiefsten Zone der kristallinen Schiefer hervor, ferner aus der drusigen Beschaffenheit der Gesteine, der Substanzzufuhr und der engen Verbindung mit den Ophiolithen. Die große Verschiedenheit der einzelnen Typen führt R. STAUB auf die Mannigfaltigkeit der Ausgangsmaterialien, CORNELIUS auf die Verschiedenheit der Entstehungsursachen (z. B. Temperaturunterschiede) zurück. Auffallend ist die Zufuhr von SiO_2 , die in der Zusammensetzung des Diopsidfelses 55, in der des Triasdolomits aber nur etwa 5% ausmacht, aus dem Ophiolithmagma in die Kontaktgesteine. Leichter verständlich ist die Na-Zufuhr bei dem Na-Reichtum der Grünschiefer, sowie die des Chroms.

CORNELIUS möchte eher als an Zufuhr an die Anreicherung der SiO_2 in den kontaktmetamorphen Gesteinen durch tektonische Vorgänge denken. Das setzt allerdings voraus, daß solche bereits vor dem Empordringen der Ophiolithe stattgefunden hätten. Damit kommen wir auf die Frage nach dem

*) Alter der Ophiolithintrusion. STEINMANN hält die Ophiolithe wegen der Injektion der Cenomanbrekzie von Arosa durch Serpentin für oberkretazisch, ROTHPLETZ betrachtet die Grünschiefer als paläozoisch, die Diabase und Serpentine als tertiär. Nach den Verhältnissen im Oberengadin zu urteilen, sind die Ophiolithe sicher jünger als Lias, dessen Gesteine noch kontaktlich verändert sind. Andererseits zeigt die starke Zertrümmerung der Serpentine, daß sie älter als der letzte Abschnitt der Alpenfaltung sein müssen. Sowohl CORNELIUS wie R. STAUB setzen die Ophiolithintrusion in die Zeit der alpinen Gebirgsbildung. Ist deren Beginn in die Kreide zu setzen — was CORNELIUS keineswegs für ausgemacht hält —, so würde sie in die Kreide fallen, sonst ins Tertiär. Die Ausheilung vorher vorhanden gewesener kataklastischer Erscheinungen durch weitgehende Umkristallisation bei den strukturell veränderten Kontaktderivaten der Malojaserie deutet nach R. STAUB auf den Eintritt der Ophiolithintrusion nach großen tektonischen Bewegungen, und derselbe nimmt an, daß die faltenartigen Biegungen der Serpentinzüge in manchen Ophioliten auf Zufuhr des ophiolithischen Materials auf vorher gefalteten Schichtfugen zurückzuführen ist. Auch die gesamten Lagerungsverhältnisse der Ophiolithe in der rhätischen Decke des Oberengadins weisen auf eine entsprechende Annahme hin. Der Malencoserpentin ist von den Ophiolithen des Oberengadins nicht zu trennen und muß dasselbe Alter wie diese haben (s. S. 212).

B. Tektonik der rhätischen Decke.

a) Die Lagerungsverhältnisse im Oberengadin.

Nördlich des Silser Sees zerfällt die rhätische Decke in drei tektonische Komplexe. Ihren Kern bildet eine große, liegende, flach nach N. tauchende Antiklinale von Malojagneis, deren Gesteine das Nordufer des Silser Sees vom Crap da Chüern bis Maloja und die ganze Südseite des Piz Longhin aufbauen. Diese Antiklinale, deren Natur dadurch bewiesen wird, daß im Liegenden im Val Maroz nochmals Ophiolithe und Liaschiefer zutage treten, wird durch mehrere enggepreßte Trias-Liasmulden geteilt (z. B. am Crap da Chüern am Silser See). Auf der Südseite des Silser Sees scheint der Gneiskern durch die Triasbänder des Piz della Margna, die unter die große Gneismasse des Fextalhintergrundes einschließen, geteilt zu werden. Am Crap da Chüern im Fextal liegt über diesem Gneis des Kernes Triasdolomit, darüber eine Schuppe aus Lias und Gneis, dann eine Synklinale von Gneis, Triasdolomit und (den Kern bildend) Lias. Über dieser Mulde folgen drei Hauptschuppen, die aus Gneis, Trias und Lias aufgebaut werden: die Schuppe von Platta (mit einer kleinen Serpentinmasse von vielleicht gangförmigem Auftreten), die des Piz Chüern und die des Lej Sgrischus. Von den dreien zeigt die erste nur Faltung in sich, die zweite Verfaltung mit dem Hangenden, die dritte Verfaltung mit dem Hangenden und Liegenden.

Nördlich des Silser Sees über den Gneiskern und (stellenweise wie ein großer Mantel und ohne Eintritt in die Synklinalen des Gneiskernes) über die ihm in ursprünglicher Lagerung aufruhende Trias, im Gebirge südlich des Silser Sees über die obersten Gneisschuppen in der Schuppe des Lej Sgrischus legt sich die Masse der Ophiolithe, und zwar im großen und ganzen konkordant mit den Sedimenten. Gangförmiges Auftreten ist, abgesehen von ganz untergeordneten Apophysen sowie dem eben erwähnten anscheinend gangförmigen kleinen Serpentinvorkommen in der Schuppe von Platta, nicht zu beobachten. Zu dem Gneiskern haben im nördlichen Gebirgstheil die Ophiolithe ungefähr die Stellung, in der man die Trias erwarten sollte. Im südlichen Gebirgstheil ist ihre Auflagerungsfläche teils eben, teils sanft gewellt, teils stark gefaltet, wobei im letzteren Falle die Verfaltung mit der Unterlage oft außerordentliche Komplikationen annimmt. In die Ophiolithe sind zahlreiche Trias- und Liasschollen und Schuppen von Gesteinen der Malojaserie eingebettet. Oberhalb der Ophiolithe lagern die von ihrer Gneisunterlage mancherwärts losgelöste Trias, dann Liasschiefer, Hyänenmarmor, Radiolarit. In CORNELIUS' Arbeitsgebiet ist dieser obere, vorwiegend schiefrige Komplex in zahlreiche enge, weit nach N. überliegende Falten gelegt, die z. T. mit ihrem Hangenden (der Errdecke) verfaltet sind.

Die Lagerungsform der Ophiolithe ist also die eines gewaltigen Lagerganges, der etwa dem Horizont der Trias folgt und der auf beiden Seiten des Silser Sees den Gneiskern mit seinen Teilsynklinalen bzw. den Schuppenbau über diesem Gneiskern so überlagert, daß nach der übereinstimmenden Ansicht von CORNELIUS und R. STAUB die Intrusion nur erfolgt sein kann, nachdem der verwickelte Bau der Unterlage bereits vollendet war. Mit anderen Worten: Die Intrusion der Ophiolithe fällt in die Zeit nach der ersten Phase der Alpenfaltung; sie folgt dem Triasdolomit als der ausgesprochensten Diskontinuitätszone. Spätere Phasen der Gebirgsbildung haben dann die Faltung der Ophiolithe sowie die Komplikation in den Lagerungsverhältnissen der einzelnen Ophiolithe zueinander, ihre Verfaltung mit ihrer Unterlage im südlichen Gebirgstheil, die Verdrückung des Serpentin usw. hervorgerufen, haben die Malojagesteine als Ganzes in Form einer liegenden Falte über die ursprünglich in ihr Hangendes intrudierten Ophiolithe vorgeschoben und schließlich die Ophiolithe, deren Durchbruch südlich des Oberengadins erfolgt sein muß, in den Decken bis an den Nordrand der Alpen verschleppt. Es kann kein Zweifel darüber obwalten, daß die Ophiolithe vor dem Abschluß der Alpenfaltung emporgestiegen sind.

Den Zusammenhang der Faltung und der Intrusion möchte CORNELIUS sich so vorstellen, daß vielleicht die gemeinsame Sohle der ostalpinen Decke bis in die magmatische Zone der Erdtiefe hinabsetzte. Aus dieser wurde dann Magma mitgeschleppt, das in die Unterlage der vorwärtsgleitenden Decke abfloß, also in die rhätische Decke. Nach

dieser Hypothese wäre also die Ophiolithintrusion die unmittelbare Folge der Überschiebung der ostalpinen Decke.

Im südlichen Berninagebirge erscheint die rhätische Decke als schmale Zone. Die Schuppen aus Gneis, Trias und Lias lassen sich in Form einer verwickelt gebauten und vielfach zu Linsen zerrissenen Zone bis ins Puschlav verfolgen. Zu ihnen gehören die weißen Dolomitbänder mit zwischenliegenden Malojagneisen in den unteren Teilen des Piz Tremoggia und des Sasso d'Entova auf der Südseite des Grenzkammes. Der Dolomitzug, der u. a. die schöne gelbe Kuppe der Tremoggia bildet und, flach nach N. fallend, bis ins Puschlav zieht, ist fast das oberste Glied der rhätischen Decke im südlichen Berninagebirge. Dicht über ihm folgen die ostalpinen Decken.

b. Die Wurzel der rhätischen Decke im unteren Veltlin.

Während die Mächtigkeit der rhätischen Decke im Oberhalbstein an die 3500 m betragen mag, erreicht sie im südlichen Berninagebirge nur noch knapp 100. Am Corno delle Ruzze und der Alp Uer (westliches Puschlav) schwillt sie noch wieder auf 200—250 m an. Die starke Beschränkung der Mächtigkeit beruht darauf, daß ein Glied nach dem anderen nach S. infolge von Verquetschung auskeilt. So findet sich im südlichen und östlichen Berninagebirge nichts mehr von den mächtigen Schiefen und Ophiolithen; sie sind von den ostalpinen Decken abgesichert und nach N. weggeschoben.

Wie schon erwähnt, liegen die Malencoserpentine unter den Gneisen der rhätischen Decke als Muldenkern zwischen der rhätischen und der Surettadecke. Die Schuppenzone der ersteren läßt sich mit sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen ostwärts bis ins Puschlav verfolgen. Die Wurzel der rhätischen Decke liegt im Gebirge des unteren Veltlin nördlich der Adda. CORNELIUS hat sie genauer studiert. Wir wollen zuerst die Ergebnisse seiner Forschungen betrachten.

CORNELIUS hat zwischen der gewaltigen Serpentinmasse des Malenco und dem Granitmassiv der Disgrazia im Norden und dem Addafluß im Süden im unteren Veltlin mehrere Zonen von im allgemeinen W.—O.-Streichen unterschieden, deren nördlichster, sich an die Malencoserpentine unmittelbar anschließenden er den Namen »nördliche Gneiszone« gegeben hat. Diese Zone wird in erster Linie von Gesteinen der Malojaserie aufgebaut, einem mächtigen Komplex heller Gneise mit vorwiegend grünem Glimmer und meist großen rundlichen Feldspatäugen sowie vorwiegend dunkel gefärbter, serizitischer oder quarzitischer Phyllite. Im Westen treten an die Stelle dieser Gesteine die Biotitgneise von Val Masino. Sie gleichen vollkommen den Malojagneisen, nur daß an die Stelle des grünlichen Muscovits ein schwarzbrauner Glimmer getreten ist. Dieser Gneis ist gut ebenflächig geschiefert und führt nur einzelne, bis 2 cm große Orthoklasäugen. Es ist für ihn ein granitisches Ausgangsmaterial anzunehmen. Andere, feinschuppige Abarten sind

wohl sedimentären Ursprungs. Die Frage, ob diese Gesteine unter höherer Temperatur als die Malojagesteine metamorphosierte Äquivalente dieser letzteren sind, wobei die Hitzewirkung auf Rechnung der granitischen Massen des Albigna-Disgraziamassivs zu setzen wäre, bedarf noch näherer Untersuchung. Einige fernerhin vorkommende Granit- und Dioritgneise sind petrographisch und geologisch noch nicht genug erforscht. An einigen Punkten sind Pegmatite nachgewiesen. Sie setzen niemals in die Trias hinein und sind also wahrscheinlich vortriadisch. Die Trias ist durch leuchtendgelbe Rauhwaacke und hellen, feinkörnigen Marmor (Dolomit, aber auch oft kalkig, manchmal blaßgraue und weiße Lagen, serizitische Beläge oder vereinzelte größere Glimmerblätter) vertreten, während blaugrauer, oft quarzreicher, stets serizitischer, dünnplattiger Kalkmarmor liasisch sein dürfte. An drei Stellen am S.-Rande der nördlichen Gneiszone fand sich Epidotchloritschiefer.

Die Triasfetzen zwischen Malencoserpentin und Malojagneis betrachtet CORNELIUS als Mittelschenkelreste und als Anzeichen dafür, daß die rhätische Decke über den Serpentin mehr hinübergefaltet als übergeschoben ist. Die Grenzfläche, die die »nördliche Gneiszone« vom Malencoserpentin trennt, steht westlich von Val Malenco bis zur Alp Airale bei etwa 80° östlichem Streichen im allgemeinen fast saiger und konkordant zu der Schieferung der angrenzenden Gneise. Diese Grenzfläche setzt nördlich von Torre Santa Maria auf die Ostseite des Tales über und nimmt bei ihrem Weiterstreichen gegen NO. in der Nordabdachung des Mte. Palino immer flachere Neigung gegen S. an. Am Passo di Canciano zwischen Malenco und Puschlav liegt sie ganz flach. Am Pizzo Scalino legen sich die Gesteine der »nördlichen Gneiszone« flach-deckenförmig über den Serpentin. In der Nachbarschaft der Grenze ist der Serpentin meist stark geschiefert.

In ihrem Innern weist die »nördliche Gneiszone« eine Gliederung durch mehrere Züge mesozoischer Schichtgesteine auf. Von diesen ist besonders die Dolomitplatte erwähnenswert, die vom Corno delle Ruzze ostwärts zieht, im Nordgrat des Pizzo Canciano liegt, südwestlich davon im Pizzo Scalino erscheint und durch die Westwand der Cima Val di Togno zieht. Schon ZYNDEL hat die Trias- und Gneismasse des Pizzo Canciano und des Pizzo Scalino als südliche Fortsetzung derjenigen des Corno delle Ruzze bezeichnet. (Über das Vorhandensein anderer tektonischer Elemente an diesen Bergen s. S. 229.) Die Fortsetzung der Dolomitplatte, deren Verbreitung eben angegeben wurde, ist die stark gefaltete Trias von Le Prese im Puschlav. Ihren weiteren Verlauf hat R. STAUB durch die ganzen Südabhänge der Berninagruppe bis zum Piz Tremoggia verfolgt (s. oben!). CORNELIUS hält diesen Dolomitzug für eine Teilsynklinale in den Gneisen, die sich durch den kristallinen Teil der rhätischen Decke verfolgen läßt, soweit derselbe sichtbar ist. — Andere solche mesozoische Züge finden sich in der Valle Dagua und am Mte. Arcoglio, und am Südrande der »nördlichen Gneiszone« läuft ein

langer Zug von überall annähernd steilgestellten Dolomiten und Liasmarmoren.

Bemerkenswert ist die unglaubliche Verknetung der mesozoischen Gesteine mit den Gneisen, die in all diesen Zügen zu beobachten ist. Dolomit und Gneis greifen manchmal in nur zentimeterbreiten Bändern ineinander, und man würde hier an primäre Wechsellagerung glauben, wenn nicht manchmal spitze Umbiegungen sichtbar wären.

Die Gneise der »nördlichen Gneiszone« liegen am Corno delle Ruzze und Pizzo Scalino ziemlich flach, nur ein Absinken nach O. macht sich bemerkbar. Weiter südlich wird das Einfallen steiler und erreicht schließlich fast 90° . Hierauf tritt wieder eine Verflachung, dann, noch weiter südlich, aber wieder eine Saigerstellung ein. Die durch diese Lagerungsverhältnisse angedeutete Faltung bewirkt jedenfalls die fast 4 km betragende Mächtigkeit der Gneise. Am Südrand der »nördlichen Gneiszone« ist immer steiles S.-Fallen ausgebildet.

Die Gesteine der »nördlichen Gneiszone« stehen in petrographischer Übereinstimmung mit denjenigen der rhätischen Decke, ferner aber auch in tektonischem Zusammenhang. Die »nördliche Gneiszone« stellt die Wurzelregion der rhätischen Decke dar. Sie biegt in typischer Weise nach S. in die Tiefe. Verfolgen wir die Decke von S. nach N., so beobachten wir in der Wurzel die bezeichnende steile Stellung der Gesteine, dann wölbt sich die Decke und senkt sich hierauf flach gegen Norden. Der Malencoserpentin erscheint in einem Fenster am Joch der rhätischen Decke.

Am Longhinpaß und am Crialetsch sind die jurassischen Teile der rhätischen Decke ausgequetscht. Die darunter liegenden Ophiolithe reichen noch südwärts bis zum Lej Sgrischus am Piz Corvatsch. Von hier nach Süden sind nur der Gneiskern und seine Schuppen erhalten und die tiefste ostalpine Decke legt sich unmittelbar auf diesen. Die ausgequetschten Ophiolithe sind wahrscheinlich die jetzt im Oberhalbstein gelegenen.

CORNELIUS' Auffassung, die im vorstehenden wiedergegeben ist, hat durch R. STAUBS Untersuchung im Puschlav eine Berichtigung erfahren: Nur der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« ist Wurzel der rhätischen Decke, während der südliche Teil die Wurzel der gleich zu besprechenden Selladecke darstellt. Am Corno delle Ruzze liegt unmittelbar über dem obersten Dolomit der rhätischen Decke typischer Banatit der Selladecke. Die Gneise und Glimmerschiefer, die sich gegen den Punkt 2294 hin zwischen diesen Dolomit und den Banatit einschieben und die CORNELIUS noch zur rhätischen Decke rechnet, sind in Wirklichkeit Casannaschiefer der Selladecke. Auch am Motta d'Uer führen die kristallinen Schiefer im Hangenden der obersten Dolomite Banatit- und Banatitmyloniteinlagerungen. Alle diese Schiefer sind also zur nächsthöheren, zur Selladecke, zu rechnen. Der Banatit steckt mit primärem Kontakt in ihnen. Als Grenze zwischen der rhätischen und der

untersten ostalpinen Decke ist die Fläche zwischen dem obersten Dolomit der rhätischen Decke und dem Kristallin der Selladecke zu rechnen.

So wenig wie die ebenerwähnten Gneise der Motta d'Uer gehören die Schiefer im Hangenden der Trias von Le Prese zur rhätischen Decke. Die Schiefer des Westufers und eines Teiles des Ostufers des Lago di Poschiavo zwischen Meschino und Le Prese gehören zur Selladecke. Die westliche Fortsetzung dieser Schiefer aber ist der südliche Teil der »nördlichen Gneiszone« CORNELIUS', die sich somit als Wurzel der Selladecke kundtut, während nur der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« die Wurzel der rhätischen Decke darstellt. Die Grenze der beiden Wurzeln wird von dem Zuge von Dolomiten und Kalken gebildet, der sich vom Corno delle Ruzze nach Le Prese, dann zum P. 2207 westlich der Alp Vartegna, zum Pizzo Scalino und westwärts auf der Linie Lavigiola—Valle Dagua—Mte. Arcoglio verfolgen läßt. CORNELIUS zeichnet diese mesozoische Zone in seinen Profilen als Mulde in der rhätischen Wurzel. Nach R. STAUB ist es aber die trennende Synklinalzone zwischen rhätischer und Selladecke und als Vertretung der Schuppenzone der obersten rhätischen Decke zu betrachten.

Die Grünschiefer, die CORNELIUS am Südrande der »nördlichen Gneiszone« gefunden hat, beweisen nicht die Zugehörigkeit der ganzen »nördlichen Gneiszone« zur rhätischen Decke; denn solche Epidotchloritschiefer kommen (als Umwandlungsprodukte aus Lamprophyren und Andesiten) auch in der Err- und der Selladecke vor.

3. Die Selladecke.

Über der rhätischen, die als höchste der lepontinischen Decken zu betrachten ist und in der noch piemontesische Facies und penninischer Überfaltungsbau auftreten, liegen die ostalpinen Decken. Nördlich des Oberengadins in recht verwickelter befinden sie sich südlich desselben in verhältnismäßig ruhiger Lagerung. Dazu kommt in diesem letzteren Gebirgstheil eine weite Verbreitung gleichartiger Gesteine, hauptsächlich älterer Eruptiva in großen Stöcken und Kernen, ferner von Gneisen und Schiefeln sowie mesozoischen Sedimentgesteinen in geringer Menge. Innerhalb der bisher einheitlich erschienenen Eruptivgesteine des Berninagebirges gelang es R. STAUB zwei Sedimentzüge jüngeren Alters nachzuweisen, wodurch drei selbständige Decken abgeteilt werden, die auch Verschiedenheiten in ihren Eruptivgesteinen aufweisen.

A. Die Gesteine der Selladecke.

a) Die tiefste der ostalpinen Decken ist die Selladecke. Sie fehlt dem Gebirge nördlich des Silser Sees. Die ältesten Gesteine dieser von R. STAUB ausgeschiedenen Decke sind wahrscheinlich paläozoische Paragneise, Glimmerschiefer, Quarzite und Graphitphyllite, die ganz ähnlich auch in den nächsthöheren Decken vorkommen, und die R. STAUB

unter der alten THEOBALDSchen Bezeichnung »Casannaschiefer« zusammenfaßt. Diese Casannaschiefer, die in den ostalpinen Decken ein Analogon zu der Malojaserie der rhätischen Decke bilden, sind ein untrennbares Ganzes. Sie zeigen einen recht einfachen Mineralbestand. Ihre Haupttypen sind: Serizitalbitgneis, Glimmer- und Chloritgneisquarzit, Serizitquarzit, fast reiner Quarzit, Chloritquarzit, Serizit- und Graphitphyllit, endlich Graphitgneis.

In diesen Casannaschiefern steckt in Form eines Lakkoliths und mindestens noch eines Nebenstockes eine Masse von Monzoniten und Banatiten nebst mannigfaltigen Ganggesteinen. Die Casannaschiefer sind durch diese Eruptiva kontaktmetamorphosiert. Die dadurch entstandenen Kontaktgesteine sind: turmalinführender Graphit- und Serizitphyllit, desgl. Serizit- und Chloritquarzit, desgl. Mesoorthoklasgneis, hornblendeführender Klinozoisitquarzit, serizitführender Epidotquarzit. Alle diese merkwürdigen Gesteine sind an die Nähe der Monzonite gebunden und müssen wohl als Kontakthof in der Schieferhülle des Tiefengesteins betrachtet werden. Die eigentümliche Konzentration der Klinozoisite und Epidote in der Nähe des Kontaktes zwingt zur Annahme einer Zufuhr von CaO aus dem Magma. Seit der Zeit der Monzonitintrusion sind diese Kontaktgesteine allerdings von so hochgradiger chemischer und mechanischer Umwandlung betroffen worden, daß ihrer richtigen Auffassung manche Schwierigkeit im Wege steht. Außer der chemischen Umwandlung in der Kontaktzone findet sich auch strukturelle, bestehend in einem Größerwerden des Kornes.

Die Kontaktmetamorphose fehlt bei den Triasquarziten, -dolomiten und -rauhwacken sowie bei den Lias-Kalkglimmerschiefern. Die Intrusion der Monzonite ist also vortriadisch und, wenn man die Graphitphyllite der Casannaschiefer als Karbon betrachten will, etwa oberkarbonisch. Das Monzonitmassiv muß vor der Ablagerung der Trias fast in den Bereich der Abtragung gehoben sein, da unveränderte Trias dicht über Monzonit liegt. Aus dieser großen prätriadischen Abtragung muß man wohl auf die Existenz einer karbonischen Faltung in der Wurzelgegend der unteren ostalpinen Decken schließen.

b) Die Monzonite. Die monzonitischen Gesteine haben in der Sellagruppe eine große Ausdehnung. Sie ruhen wurzellos auf der rhätischen Decke. Sie bilden ein Massiv mit der größten Ausdehnung in der Richtung W.—O. (10 km), während die oberflächliche Breitenausdehnung 3 km beträgt.

Die Farbe der Monzonite ist meist ein intensives Blau mit graulichen Tönen. Durch »Ausbleichung« entstehen gelbliche und grünliche Abarten. Hauptgemengteile sind: wenig Quarz, wenig Orthoklas, viel matter, blauer Plagioklas, schwarzgrüne Hornblende, Biotit. Das Gestein ist als quarzführender Hornblendemonzonit zu bezeichnen. Die blaue Farbe der Feldspäte scheint von Graphit herzuführen. Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph, das Korn grob. Die weitgehende Um-

wandlung der Feldspäte, Biotite und Hornblenden ist auf die Versetzung des Gesteines in die Nähe der Erdoberfläche durch die vor-triadische Abtragung, nicht auf Kataklyse oder Mylonitisierung bei der Alpenfaltung zurückzuführen.

In den obersten Teilen der Monzonite, dicht unter der Überschiebung, die sie von den darüberliegenden Massen trennt, zeigt sich eine schmale Mylonitisierungszone. Das Gestein wird zunächst brecciös zertrümmert, dann folgt die »grobmylonitische Phase« mit Auswulzung der Plagioklase, Klüftung und Zerreißung der Hornblenden usw. Der nächste Grad der Umwandlung ist der »feinmylonitische« Typus mit noch viel weitergehender Zermalmung, nämlich vollständiger Zertrümmern der Quarze, die zu langen Linsen ausgezogen werden, Zerbrechung und Zerreißung der Hornblenden in höchstem Grade, Ausziehung der saussuritisierten Feldspäte zu dünnen, flachen Linsen. Werden endlich die Hornblenden zu langen Trümmern ausgedünnt, die zwischen den streng parallelen Saussuritsträngen und Quarzstraen durchziehen, so entsteht der ultramylonitische Typus, der überdies auch noch gefältelt sein kann. Diese Mylonite sehen im allgemeinen etwa wie Hornblendegneise aus.

c) Die Banatite. Die Banatite sind von den Monzoniten nicht scharf zu trennen, sondern durch Übergänge mit ihnen verbunden. Es sind ebenfalls grobkörnige Gesteine. Der Quarz tritt bei ihnen stärker hervor, weswegen sie früher als »blaue Granite« bezeichnet wurden. Es sind hell- bis dunkelblaue Gesteine, oft mit graulichem Ton; niemals sind sie weiß. Primäre Hauptgemengteile sind: Quarz, wenig Alkalifeldspat, viel blauer, matt schimmernder Plagioklas, tiefbrauner Biotit und grünscharze Hornblende. Wie beim Monzonit, so tritt auch hier Graphit auf. Auch von den Banatiten gibt es Mylonite in verschiedenem Grade der mechanischen Umformung. Der Banatit findet sich in der westlichen Sellagruppe und bildet die Intrusivmasse der Cima di Müsella.

Die Zwischenformen zwischen Banatiten und Monzoniten werden durch Amphibolbanatite bezeichnet, z. T. porphyrtig struierte Gesteine, die durch Zunahme der Hornblende in den Banatiten oder Zunahme des Quarzes in den Monzoniten entstehen. Mancherwärts treten auch in dem Massiv leukokrate Abarten des Gesteines auf, in dem Biotit und Hornblende fehlen. Monzonite und Banatite besitzen eine saure Randfacies. In beiden sind basische Schlieren und Konkretionen sehr häufig.

d) Aplit. Aplitische Gänge treten in den eigentlichen Monzoniten nur am Massivrande auf. Diese Monzonitaplite sind Kaliaplite, während die Banatitaplite Natronaplite mit der chemischen Zusammensetzung der Paisanite darstellen. Die Banatitaplite sind sehr feinkörnige, rein weiße Gesteine mit panidiomorphkörniger Struktur, während den Banatitalsbachiten eine porphyrische Struktur eigen ist. Auch Monzonitalsbachite kommen vor. In den Casannaschiefern finden

sich sowohl Alsbachite wie auch Aplite. Letztere halten sich, soweit sie in den Casannaschiefern stecken, alle unten in der Selladecke nahe der Überschiebung über die rhätische Decke und sind durch die Überschiebung mylonitisiert.

e) Lamprophyrische Ganggesteine. Sie treten sowohl im Monzonitstock wie in den Casannaschiefern auf. Hierher gehören die Uralitamphibolite der Sellagruppe, die umgewandelte Amphibolcamptonite darstellen, während ein Epidotalbitamphibolit auf einen Alkalispessart zurückzuführen sein dürfte. Während diese beiden Typen in dem Monzonitmassiv angetroffen wurden, fanden sich in den Casannaschiefern umgewandelter Alkalikersantit (jetzt titanreicher Epidotchloritschiefer und Chloritalbitschiefer) und Zwischenglieder zwischen Alkali- und Kalkalkalilamprophyren.

f) Mesozoikum. Triadische Dolomite und Rauhacken bilden einen linsenförmig zerrissenen Sedimentzug über den kristallinen Schiefern der Selladecke, der sich vom Lej Alv bis zum Sellapaß verfolgen läßt.

B. Tektonik der Selladecke.

a) Lagerungsverhältnisse im Berninagebirge.

Die Monzonite und Banatite stecken, wie schon erwähnt, als Intrusivmasse in den Casannaschiefern, die stellenweise auch ihr Hangendes bilden. Darüber ist Trias aufgelagert. Ihr Dolomit wird vom Corvatschmassiv (Errdecke) überlagert. Die Unterlage der Selladecke wird von den Schuppen der rhätischen Decke gebildet. Vereinzelt sind beide miteinander verfaltet. Die Stirn der Selladecke liegt am Lej Alv. Ihre altkristallinen Gesteine folgen auf der ganzen Strecke vom Fextal bis zum Puschlav unmittelbar auf die Trias der obersten Schuppen der rhätischen Decke.

Wie schon erwähnt, läßt sich das Mesozoikum der Selladecke bis zum Sellapaß verfolgen. Hier verliert sich dieser, die Sella- von der nächsthöheren Errdecke trennende Sedimentzug. R. STAUB betrachtet dies als ein Anzeichen für die Vereinigung beider Decken. Er schlägt für die vereinigte Err-Selladecke den Namen Selladecke vor und betrachtet die Errdecke als eine obere mächtige Abzweigung dieser Selladecke im weiteren Sinne. Die Casannaschiefer sind in beiden Decken gleich entwickelt. Die Tiefengesteine beider sind zwar auf den ersten Blick sehr verschieden (Kalkalkaligranite in der Err-, Monzonite und Banatite in der Selladecke), doch finden sich vermittelnde Übergänge (Typus Crap Margun am Corvatsch, banatitähnlich, s. S. 235) und gleiche Ganggesteine. Die Granite der Err- und die Monzonite der Selladecke entstammen primär einem einzigen ausgedehnten Magmaherde.

Die vereinigte Err-Selladecke taucht ostwärts unter die Massengesteine der Berninadecke. Westlich Poschiavo, d. h. 4—5 km südlich des Sellapasses, fehlt jeder trennende Zug mesozoischer Gesteine zwischen

Err- und Selladecke. Hier treten Granite in den Casannaschiefern auf, weiter südlich in den gleichen Schiefern Banatite und Monzonite; aber eine tektonische Trennung ist nicht möglich. Unter den Casannaschiefern des westlichen Puschlav sind als Hauptgesteine chlorithaltige Muscovitschiefer und Graphitphyllite hervorzuheben, die Ähnlichkeit mit gewissen Typen der Malojaserie besitzen, wodurch CORNELIUS verführt wurde, diesen Komplex zur rhätischen Decke zu stellen.

b) Die Wurzel der Selladecke.

Die Wände des Corno delle Ruzze bestehen größtenteils aus grobem, porphyrtartigem Banatit der Selladecke, der an diesem Berge unmittelbar auf dem obersten Dolomit der rhätischen Decke aufruht. In der Nachbarschaft liegen zwischen beiden noch Glimmerschiefer und Gneise, die aber, wie schon erwähnt, nicht zur rhätischen Decke, sondern zu den Casannaschiefern der Selladecke gehören. Die Casannaschiefer des Val Orsé legen sich auf den Banatit des Corno delle Ruzze, wie denn auch die Schiefer von Sommodosso, Mottarossa und Cima Val Fontana normal auf den Banatiten der Selladecke aufruhen. Diese Schiefer erstrecken sich nach N. bis zum Pizzo di Verona, und stehen über Valle di Verona in Verbindung mit den Schiefern des Cornicello, von Cantone, Alp Palü, Cadere und Robbia. Die Schiefer im Hangenden der Trias von Le Prese im Puschlav sind Casannaschiefer der Selladecke. Sie stehen nach Westen im unmittelbaren Zusammenhang mit dem südlichen Teil der »nördlichen Gneiszone« des unteren Veltlin im Sinne von CORNELIUS. Zur Wurzel der Selladecke gehört die Zone Gipfel des Pizzo Scalino—Monzonitdeckscholle des Mte. Aquanera—Pizzo Painale—Vetta di Ron—Corna Mara—Mte. Foppa—Mte. Canale—Poggio Cavallo. Gegen die Wurzel der rhätischen Decke wird diese Wurzel der vereinigten Err-Selladecke (Selladecke im weiteren Sinne) durch den S. 224 erwähnten Zug mesozoischer Gesteine begrenzt. Auffallend ist, daß in der Wurzelzone der Selladecke die Monzonite fehlen. Aber eine Intrusivmasse hat ja im Gegensatz zu den Sedimenten, in die sie eingedrungen ist, eine engere räumliche Begrenzung. In der Selladecke westlich des Puschlav lassen sich zwei durch Casannaschiefer getrennte Intrusivmassen unterscheiden, die der Sella im N. und die der Cime di Müsella im S. Beide Massen finden ihr Ende, ohne um die Trias von Le Prese herum die Schieferzone Le Prese—Meschino zu erreichen. Übrigens liegen Anzeichen dafür vor, daß der Wurzelzone der Selladecke die Monzonite keineswegs ganz fehlen.

Die südliche Grenzfläche der Wurzelzone der Selladecke streicht westlich der Valle di Ron geradlinig über Berg und Tal, steht also nahezu senkrecht, sie sticht nach S. steil in die Tiefe. Vom Süden der Wurzel bei Arquino im Malencotal ist die Stirn der Selladecke im engeren Sinne am Piz Alv 22 km entfernt. So viel beträgt also ungefähr die Schubweite der Selladecke, die vergleichsweise nur wenig weit nach

N. vordringt. Gegen das Puschlav hat die Selladecke ein ziemlich steiles Axialgefälle. Damit hängt es zusammen, daß hier im Osten das Verbindungsstück zwischen Decke und Wurzel erhalten, weiter westlich aber abgetragen ist.

4. Die Errdecke.

Die nächstfolgende ostalpine Decke ist die Errdecke, der ZYNDEL ihren Namen nach dem Piz d'Err im Oberhalbstein gegeben hat. CORNELIUS nannte dies tektonische Element anfänglich »Bardelladecke«, verzichtete aber auf diese Bezeichnung zugunsten der ZYNDELSchen. Die Errdecke ist beiderseits des Oberengadins entwickelt.

ZYNDEL unterscheidet in Mittelbünden als untere ostalpine Decken: a) Bergüner Decke (α) Albula-, β) Aëladecke, γ) Suraver Zwischendecke], b) Errdecke, c) Julier-Berninadecke, d) Decke des Piz Languard. Nach ZYNDEL besitzt die Errdecke den Bau einer Deckfalte, in deren Kern die Granite der höchsten Teile der Errgruppe s.s., des Piz Ot und der Giumels liegen. Trias und Lias des hangenden Schenkels dieser Deckfalte bilden u. a. den Zug Piz Bardella—Suvrettapaß—Piz Padella (bei Samaden). Zwischen Piz Bardella und Suvrettapaß liegt dies Mesozoikum in Form einer schwach nach S. fallenden Tafel; in der Fortsetzung gegen Piz Padella dagegen treten starke Verwickelungen auf. Trias und Lias der oberen Val Bever gehören zum Mittelschenkel der Errdeckfalte, der hier in einem Fenster sichtbar wird. In den nördlichen Vorketten der Gravasalvaskette liegt die südwestliche Fortsetzung der Errdecke. ZYNDEL meint, daß noch in der Gegend von Pian Canfer und am Longhinpaß zwischen den Serpentinien der rhätischen Decke und der Granitmasse des Piz Gravasalvas u. a. Schubsplitter der Errdecke vorhanden sind, und daß die Errdecke südlich des Silser Sees nur als geringer Schubfetzen oder gar nicht mehr vorkommt.

Soweit ZYNDEL. Nicht alle seine Vermutungen haben sich bestätigt; sie finden Bestätigung, Erweiterung und Verbesserung durch die Untersuchungen R. STAUBS und CORNELIUS'.

A. Die Gesteine der Errdecke.

I. Im Oberengadin nördlich des Inn.

Im oberengadiner Gebirge links des Inn wird die Errdecke aus folgenden Gesteinen aufgebaut: Granit, kristallinen Schiefer, einem grünen diabasartigen Gestein, »Nairporphyr«, Perm (violette serizitische Schiefer, Quarziten, Konglomeraten, Sandsteinen, Tonschiefern), Trias (Sandstein, Rauhwacke, Dolomit, Rhätkalk), Lias (kalkigen Schiefer, Echinodermenkalk, polygenen Breccien). Radiolarit und dem »Saluergestein« (Kreide?).

a) Granit. Unter den Graniten der Errdecke spielt der Albula-granit die führende Rolle. Seine Hauptgemengteile sind grüner (Seri-

zitisierung!), saurer Plagioklas, rötlicher, oft großer Orthoklas, weißer Quarz, wenig Biotit, manchmal etwas Hornblende. Aplite und Pegmatite sind häufig, basische Gänge fehlen fast ganz. Die wahrscheinlich permischen und die Triasgesteine sind vom Granit nicht kontaktmetamorphosiert; der Granit ist also wahrscheinlich vorpermisch, sicher vortriadisch. Noch gar nicht bekannt war vor CORNELIUS' Untersuchungen der Granit von der NW.- und N.-Seite der Roccabella, eine 3 1/2 km lange Masse an der Basis der Errdecke. Makroskopisch gleicht dieser Granit dem Albulagranit. Im allgemeinen massig, ist er mancherorts infolge von Mylonitisierung schiefrig. Er erscheint dann als dunkelgrüne, dichte, fettglänzende Masse mit 1—3 mm großen Linsen von bräunlichem zermalnten Quarz. Chemisch entspricht der Granit dem Typus Fichtelgebirge OSANNS, wenn auch etwas Na-Vormacht herrscht.

b) Kristalline Schiefer. Hiervon kommen vor: grünlicher Granitgneis mit großen Orthoklasaugen, sedimentogene Schiefer als Einschlüsse im Granit (Hornfelse, Biotitschiefer, injizierte Schiefer), hellgraue oder grünliche Paraglimmerschiefer. Diese Gesteine sind wohl Casannaschiefer im Sinne R. STAUBS.

c) Nairporphyr. Der Nairporphyr, benannt nach dem Piz Nair nordöstlich von Stalla (Bivio), ist eins der bezeichnendsten Gesteine der Errdecke. Die ursprüngliche Form seines Auftretens scheint deckenförmig zu sein. Er wird konkordant von Verrukano unter- und von Triasrauhwacke überlagert. Das normale Gestein besitzt eine lebhaft grüne, dichte, durch parallel liegende Serizithäute schiefrige Grundmasse, in der, stark zurücktretend, 1—2 mm große Quarz- und selten Feldspateinsprenglinge liegen. Durch Pressung geht aus diesem Gestein ein Serizitschiefer hervor, der einen Wechsel von hellgrünen, serizitischen und weißen, feinkörnigen Lagen zeigt. Das mikroskopische Bild des Gesteins zeigt große Ähnlichkeit mit dem des geschieferten Porphyrs der Windgälle, dem vom Ardez und von manchen Abarten des Rofnagesteins. Die Analyse stimmt sehr gut mit der des Rofnagesteins. Der Nairporphyr dürfte permisch sein.

d) Pyritquarzit. Unerklärt bleibt einstweilen die Natur des »Pyritquarzits«, eines lichtgrauen, feinkörnigen, etwas porösen Gesteines mit zahlreichen Pyritkörnern, durch deren Auslaugung das Gestein schaumigporös wird. Mikroskopisch zeigen sich Strahlenkränze von langen, schmalen Quarzstengeln um die Pyrite. Das Gestein ist recht verbreitet; es erreicht nur einige Meter Mächtigkeit.

e) Grünes, diabasartiges Gestein. Dies Gestein, der »ältere Grünschiefer« der Cima da Flix, ist ein Epidotchloritschiefer, der die chemische Zusammensetzung eines ziemlich basischen Andesits hat. Die Grünschiefer der rhätischen Decke sind ärmer an SiO₂ und reicher an Na₂O als er.

f) Ein violetter serizitischer Schiefer mit hellen Flecken vom Südfuß des Piz Nair ist ein geschiefertes, tuffogenes Mischgestein.

g) Trias. Der Trias der Errdecke beginnt mit einem roten oder grünlichen Sandstein von einigen Metern Mächtigkeit (Buntsandstein), mit kieseligem Bindemittel und einer Korngröße von 1—2 mm. Auf ihm oder auch unmittelbar auf dem Kristallin liegt zellige, gelbe oder graue Rauhacke. Ursprünglich hat sie Breccienstruktur und enthält dann zahlreiche eckige Stücke von hellem Dolomit. Gelegentlich wechselt die Rauhacke mit bituminösen, zelligen oder kristallinen Dolomiten. Oft vergesellschaftet sich Gips mit ihr. Die Rauhacke bildet gern kühne Felstürme und öde Schuttflächen. Der Hauptdolomit ist ein hellgrauer, oben dunkler bis schwarzer, wenig bituminöser Dolomit. Am Piz Padella wurde darin eine *Worthenia solitaria* gefunden. Das Rhät besteht aus dunklen, hell anwitternden Mergeln mit Tonschieferzwischenlagen und aus Mergelkalken, in denen *Lithodendron*, *Avicula contorta* und andere Fossilien vorkommen. Seine Mächtigkeit beträgt 10 m.

h) Lias. Über dem Rhät, manchmal auch unmittelbar über dem Hauptdolomit folgt dunkler, mergeliger Liaskalk (10—20 m), im Samadener Sedimentzug mit häufigen Hornsteinknollen in seiner oberen Hälfte. Die Kalke führen viel Belemniten aus der Gruppe der Acuti. Mancherwärts gehen sie in rote und weiße oder geflammte Crinoidenbreccien über.

Über den Liaskalken folgen graue, kalkige Liasschiefer mit Ton- oder Serizitgehalt. Sie sind wenig widerstandsfähig, stark gefaltet, oft bröckelig. In ihnen kommen, z. B. am Saß Corviglia, Breccien mit viel Dolomitbrocken von 1—3 cm Kantenlänge und wenig Glimmerschieferkomponenten vor.

i) Hyänenmarmor. Der Hyänenmarmor stimmt ganz mit dem der rhätischen Decke überein. Seine Mächtigkeit beträgt 1—2, ausnahmsweise 15 m.

k) Radiolarit. Es folgt darüber roter, violetter, grauer oder grüner Radiolarit mit feinblättrigen Schieferzwischenlagen von gleicher Farbe (35—40 m).

Die Schichtfolge vom grauen Liaskalkschiefer bis zum Radiolarit ist in der rhätischen und in der Errdecke gleich. »Paläozoische Bündnerschiefer« fehlen in den Bergen zwischen Engadin und Oberhalbstein so gut wie im übrigen Graubünden.

l) »Saluergestein«. Über dem Radiolarit liegen noch, allem Anschein nach als normales stratigraphisches Hangendes, Schiefer, Sandsteine, meist grobe Breccien und Konglomerate, das sogenannte Saluergestein. Aus dem Radiolarit gehen in der Gegend des Piz Nair und des Piz Nair pitschen die »Saluverschiefer« durch Zurücktreten des Hornsteins und Zunahme der Schieferzwischenlagen hervor. Es sind dünnblättrige, mattglänzende, schwarze, graue, grünliche, selten rote Gesteine, die höher hinauf ganz dünne sandige Zwischenlagen haben. Bereits 10 m über dem obersten Radiolarit findet sich eine Breccienbank

mit Glimmerschieferkomponenten. Nach 12 und 15 m folgt dann noch je eine viel gröbere Breccienbank mit Komponenten aus Glimmerschiefer, Quarz, braunem Dolomit (und grünem Granit?).

Die zweite Abteilung des Saluergesteins sind die Saluversandsteine. Sie sind meist leuchtend rot und sehr feinkörnig, selten grünlich und etwas gröber. Auch hier treten Breccien auf. Zu oberst kommen die Saluverbreccien. Sie sind mehrere hundert Meter mächtig und von wechselnder Zusammensetzung. Komponenten sind teils Schichtgesteine (roter Sandstein [selten], verschiedene Triasdolomite [häufig], Rhätmergel, Liaskalk [vereinzelt]; Radiolarit fehlt), teils kristalline (grüne, orthoklasarme, z. T. hornblendeführende Granite, roter »Berninagranit« mit rotem Mikroperthit, ferner selten Granit mit gleich viel grünem Plagioklas und rotem Orthoklas, massenhaft grauer, meist feinschiefriger, muscovitreicher Glimmerschiefer oder Gneis, spärlich jedoch überall vorhandener tief- bis braunroter Quarzporphyr, ganz einzeln hellgrüner oder grauer, granatreicher Glimmerschiefer und schwarzer Serizitphylit). Der Durchmesser der Komponenten steigt bis auf $\frac{1}{2}$ m. Ihr Bindemittel ist, wenn überhaupt vorhanden, feinkörniger, glimmerführender Sandstein von roter Farbe. Die Zusammensetzung der Saluverbreccie wechselt von Ort zu Ort, aber an jeder Stelle herrscht ein bestimmter Komponent vor, z. B. am Piz Nair pitchen ein grüner Granit derart, daß fast die ganze Breccie nur daraus besteht. Als Heimat der Gesteine kommt mehr das Julier- als das Albulamassiv in Frage, namentlich wegen der roten Granite und Hornblendegranite. Der Ursprung des grauen Glimmerschiefers ist unbekannt.

Die Schichtfolge des Piz Nair vom Radiolarit bis zur Saluverbreccie ist in normalem Verband. Das wahrscheinliche Alter der Saluergesteine ist deshalb Kreide. Es liegt nahe, die Saluverbreccie mit der Breccie der Gosaukreide zu vergleichen. FREUDENBERG¹⁾ gibt an, bei Silvaplana in einer erratischen Breccie Kreideforaminiferen gefunden zu haben. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Saluverbreccie.

II. Im Oberengadin südlich des Inn.

Nach R. STAUB entspricht der Errdecke im Berninagebirge die etwa 800 m mächtige »Corvatschserie«:

a) Casannaschiefer, die ältesten Gesteine der »Corvatschserie«, nämlich sedimentäre Gneise, Phyllite, Schiefer und Quarzite von vor-triadischem Alter. Dieselben sind im wesentlichen denen der Selladecke ähnlich.

b) Granitische Gesteine. In den Casannaschiefern steckt die große granitische Intrusivmasse des Piz Corvatsch nebst ihren Ganggesteinen und hat sie kontaktmetamorph verändert. Das Vorhandensein

¹⁾ Der Trias-Gneiskontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 36. 1913.

der granitischen Gesteine des Corvatsch ist erst durch R. STAUB festgestellt. Diese Eruptiva gingen früher als »Talkschiefer«. Die Granitmasse ist wurzellos und die darübergeschobene Berninadecke hat sie derartig verdrückt und zermalmt, daß die ursprüngliche Lagerungsform kaum noch erkennbar ist. Immerhin läßt sich mit einiger Gewißheit sagen, daß der Granit in der Schieferhülle der Casannaschiefer lakolithisch oder batholitisch darin steckt. Eine primäre Grenze des Granits ist nur im Süden nachweisbar. Nach Norden scheint der Stock in die große Albulagranitmasse fortzusetzen. Der Granit ist älter als die Trias und wahrscheinlich karbonisch.

Der Corvatschgranit ist sehr mannigfaltig, aber von seinen zahlreichen, durch Übergänge miteinander verbundenen Typen lassen sich fünf als chemisch wohlcharakterisiert hervorheben. Bei jedem dieser fünf Typen kommt eine mechanische Umformung vor, die mit einer Durchsetzung mit Rutschflächen und Harnischen beginnt und sich bis zur stärksten Mylonitisierung steigert.

a) Typus Val Roseg. Dies ist primär ein biotitarmer Granit der Kalkalireihe, der chemisch dem Roccabellagranit gleicht und wie dieser Ähnlichkeit mit dem benachbarten Albulagranit aufweist. Außerdem ist er dem Granitporphyr von der Rofna ähnlich. Die Farbe des Gesteins ist schwach hellgrünlich mit einem Stich ins Graue. Hauptgemengteile sind: milchweißer oder grauer Quarz, weißer, selten epidotgrüner, matter, mikroperthitischer Orthoklas, Albit, Serizit. Orthit erscheint als seltener Übergemengteil. Die Textur ist schwach lentikulär, strukturell macht sich starke Kataklastik bemerkbar: der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, Streifung, Zertrümmerung, Mörtelzonen, die Feldspäte sind zu langen, dickbäuchigen Anschwellungen mit dünnen Schwänzen umgeformt. Viele Übergänge führen dann zu Myloniten, geschieferten Gesteinen, die ihre Entstehung einer rein mechanischen Umformung verdanken, bei der Zertrümmerung und Auswalzung die Hauptrolle spielen. Bei den schwächer mylonitisierten Gesteinen treten lentikuläre Textur, Wachsglanz auf dem Hauptbruch und Rutschstreifen auf. Bei stärkerer Einwirkung werden dann die einzelnen Quarze und Feldspäte unkenntlich. Um weiße Quarzfeldspatlagen schmiegen sich grüne Serizitlagen, die Gesteine werden stark grün. Während die Lagen anfänglich an- und abschwellen, werden sie später eingeebnet und glatt, so daß das Gestein wie eine Lagengneis erscheint. Es tritt dann noch Zertrümmerung der weichen Glimmer durch die harten Gemengteile ein und es entsteht schließlich durch Fältelung ein ultramylonitischer Typus.

R. STAUB unterscheidet von den kataklastischen Graniten bis zu den gefälteten Ultramyloniten fünf Mylonittypen (A—E). Die Struktur von A ist klastogranitisch und grobbrecciös, die Textur schwach lentikulär. B hat porphyroblastische Struktur, »wobei die harten Quarz- und Feldspatrelikte als »Porphyroblasten«, die Trümmersmassen und Serizitnester und -linsen als klastisches, z. T. plastisches Grund-

gewebe fungieren«. Typus C zeigt grobmylonitische Struktur, D feinmylonitische und flammige, stark wellige Lagentextur. Bei E sind keine Relikte mehr als Porphyroblasten vorhanden, die Auswalzung der Lagen ist vollkommen. Diese Gesteine sind ein »geschiefter Brei«; ihre Struktur ist ultramylonitisch. F zeigt dazu noch helizitische Textur.

Die Serizitisierung der Feldspäte ist nach R. STAUB weder auf die Mylonitisierung noch auf die Verwitterung zurückzuführen, sondern dadurch zu erklären, daß die Orthoklase und Plagioklase (nicht der Albit!) bei den niedrigen Temperaturen in den oberen Erdschichten bestandunfähig wurden, in die sie durch Hebung und Abtragung des Daches des Eruptivkörpers gelangt waren. Die Mylonitisierung hat aber den Vorgang weitergeleitet. Die Umwandlung der Feldspäte muß schon im Mesozoikum begonnen haben; denn die Abtragung ist prätriadisch.

β) Typus Crap Margun (Crap Margun = Punkt 3167 im Nordwestgrat des Piz Mortèl). Dies ist ein schwach umgewandelter Quarz-glimmerdiorit (Granodiorit), der eine basische Schliere im granitischen Magma darstellt. Das Gestein ist hellgrau und zeigt im Vergleich zum vorigen Typus Zunahme der Plagioklase und Penningehalt. Es zeigt Verwandtschaft zu den Banatiten. Hauptgemengteile waren ursprünglich: Quarz, Mikropertit, Orthoklas, Albit, Plagioklas, Biotit. Es gibt auch eine porphyrtartige Abart mit großen Orthoklaseinsprenglingen.

γ) Typus Corvatsch. Er hat eine lebhaft hellgrüne Farbe. In einer schwach blättrigen, oft wachsglänzenden Masse von dieser Färbung liegen Muscovitblättchen, violettgraue, fettglänzende Quarze und große, rein weiße Mikropertit-»Einsprenglinge« von bis 5 cm Länge. Durch Verschwinden dieser letzteren entstehen neben dieser porphyrtartigen granitischen Abarten. In letzteren sind basische Konkretionen häufiger. Mylonite sind bei diesem Typ seltener.

δ) Typus Chastelets (Chastelets am Piz Corvatsch). Auch er ist porphyrtartig, aber quarzärmer und dunkler als der vorige. Die einsprenglingsartigen Feldspäte sind weiß und bis 3 cm lang. Der Kieselsäuregehalt ist niedrig, der Chemismus zeigt syenitische Merkmale. Die Verbreitung dieses Typus ist gering.

ε) Typus Crap Alp Ota (Felsgrat südöstlich der Alp Ota). Er kommt linsen- und schlierenartig im Typus Val Roseg vor und ist ein graugrüner, feinkörniger, feinmylonitischer Hornblendegranit.

ζ) Randfacies. Als Umwandlungsprodukte einer feinkörnigen Randfacies des Corvatschgranits sind die grauen, strahlsteinführenden Serizitalbitgneise von der Mortèlhütte aufzufassen, die chemisch mit Typus Val Roseg übereinstimmen, ferner als Mylonitisierungsprodukte einer granitporphyrischen Randfacies lichtgrüne, mit grauen Flecken gesprenkelte Serizitalbitgneise von größerem Korn.

c) Aplit und Alsbachit.

α) Aplit. Apliten sind in der nördlichen Zone des Piz Corvatsch seltener, in der südlichen häufiger. Sie zeigen wenig durchgreifende

Lagerung, sondern sind mit den Graniten eingeebnet, stark ausgewalzt, oft gebrochen und gefältelt. Frisch sind sie rein weiß mit grauen Serizitstreifen. Es tritt auch eine aplitische Facies des Granits auf, die durch Mylonitisierung in Serizitalbit- und Muscovitorthoklasgneise verwandelt ist. Die (gangförmig auftretenden) Aplite der Schieferhülle sind ebenso umgewandelt. Stofflich sind die Corvatschaplite dem Nairporphyr ähnlich.

(Ein Granitporphyr wurde nur an einer Stelle beobachtet.)

β) Alsbachit. Alsbachite finden sich als Gänge oder größere Lagergänge im Typus Val Roseg und Typus Corvatsch. Die des letzteren sind hellgrünlichgrau, von dichtem Aussehen und zeigen kleine Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Mikroskopisch zeigen sie in einer panidiomorphen Grundmasse von Quarz, Mikroperthit und Albit idiomorphe Einsprenglinge der beiden ersteren Mineralien. Die Alsbachite treten massenhaft in der Westwand des Piz Corvatsch auf. Die des Typus Val Roseg sind den vorigen ähnlich und bilden große Linsen und Lager in den Westabstürzen des Piz Aguagliouls.

d) Lamprophyre. Die vorhandenen Lamprophyre sind sämtlich hochgradig geschiefert, umgewandelt, ja zersetzt. Ihre stärkste Verbreitung liegt am Südrande des Massivs. Sie erscheinen jetzt als Chlorit- oder Glimmerschiefer und Phyllite. Vertreten sind Vogesite, Spessartite (weithin sichtbare schwarze Gänge bildend), Kersantite (jetzt mikroperthitführende Epidotchloritschiefer) und Minetten (desgl. Chloritalbitschiefer).

B. Tektonik der Errdecke.

a) Lagerungsverhältnisse im Oberengadin.

Die Corvatschserie, d. h. die Errdecke südlich des Inn (Berninagebirge, Arbeitsgebiet von R. STAUB), ruht im S. auf der Selladecke, nördlich der Stirn dieser letzteren auf der rhätischen Decke. Längs der Überschiebungsfläche sind die Nachbargesteine stark mylonitisiert. Die Schuppenstruktur der rhätischen Decke in dieser Gegend ist auf die Druckschlittenwirkung der Errdecke zurückzuführen. Die Überschiebungsfläche steigt von N. nach S. empor. Östlich von der Fuorela Sella fehlt die selbständige Errdecke, indem sie sich hier mit der Selladecke vereinigt. An den Chastelets ist eine Einklemmung von Sedimenten der rhätischen Decke zwischen den Corvatschgraniten zu beobachten. Ähnliches zeigen die Felsen von Crapalv südöstlich von Surlej. Es handelt sich hier um einen Rückfaltungskeil, der um die vordringende Granitstirn herumgewickelt und etwa 4 km weit nach S. zurückgepreßt wurde. Bei weitem das wichtigste Glied im Aufbau der Errdecke südlich des Inn ist der Granit; die Casannaschiefer treten dagegen zurück, und die beide überdeckenden mesozoischen Schichtgesteine sind geradezu rudimentär.

Jenseits des Inn ist das Bild ein anderes. Während die Errdecke nördlich der Julierstraße, z. B. am Piz Bardella, verhältnismäßig ruhig liegt und etwa 1000 m mächtig ist, ist sie südlich derselben zu überliegenden Mulden und in ihre Unterlage eingefaltet, wobei Verquetschung und Mächtigkeitsbeschränkung eingetreten ist. Schnitte durch dies Gebiet veröffentlicht CORNELIUS im »Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden«, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Die Granitmasse des Piz Gravalvas möchte CORNELIUS, der sie erst in die Julierdecke (= Berninadecke) gestellt hat, zur Errdecke rechnen. An der Roccabella ist diese letztere in eine große liegende Mulde der rhätischen Decke mit eingefaltet. In der schluchtartigen Talverengung bei Boegia an der Julierstraße erscheint Nairporphyr auf Ophiolithe und Juraschiefer geschoben. Hier finden sich Linsen von Triasdolomit als Reste des verquetschten Mittelschenkels. Piz Emmat besteht aus Radiolarit, Hyänenmarmor und Liasschiefern. Sie sind stark gefaltet und die unmittelbare Fortsetzung des Gipfelstücks der Roccabella. Im Kessel des Lej da Gravalvas liegt flach eine nach N. geöffnete Mulde, in der die Err- in die rhätische Decke eingefaltet ist. Innerhalb der Errdecke ist diese Mulde gedoppelt. Alle tektonischen Elemente zeigen hier wie sonst im Oberengadin axiales Gefälle gegen O. Unter den Granitwänden des Piz Lagrev gegen den Silser See ragen einzelne Pakete von Nairporphyr, Triasdolomit und Radiolarit aus den riesigen Schutthalden hervor.

Die Granite des Piz Ot, P. Saluver, P. Grisch und P. Suvretta gehören zum Kristallin der Errdecke. Im Sedimentzug von Samaden gehört ihr die Sedimenthülle des Albulagranits an. Diese zerfällt in drei Glieder, die gegenseitig eine gewisse Selbständigkeit bewahren: Trias- und Liaskalk, Liasschiefer bis Radiolarit, Kreide. Die Lagerung ist bei Celerina, Cresta, St. Moritz-Dorf und Samaden mangelhaft abgeschlossen und schwer entwirrbar. Am Schafberg nördlich von Samaden wird der Albulagranit von Rauhwaacke, dunklem Dolomit, Hauptdolomit und Lias überlagert. Zwischen Granit und Trias liegt eine dunkle, dichte, schiefrige Masse von großer Brüchigkeit mit zahllosen runden Brocken (von bis Kopfgröße) von mylonitisertem Granit. Auch der anstehende Granit ist oben geschiefert. Diese Erscheinungen verraten, daß die Trias nicht mehr in normalem Verbands mit ihrer kristallinen Unterlage, sondern von dieser abgeschert und selbständig bewegt ist. Der Betrag der Abscherung ist kaum sehr bedeutend. In der obersten Valetta da Samèdan und über die Scharte nordwestlich des Piz da trais Fluors hinüber in die Val Saluver liegen Trias und Liaskalk normal auf dem Granit; der Liasschiefer und Radiolarit darüber nehmen aber an ihrer Faltung nicht teil, sondern bilden eine isoklinale, flach nach S. fallende Mulde.

b) Die Wurzel der Errdecke.

Die Errdecke ist eine obere Abzweigung der Selladecke im weiteren Sinne. Im westlichen Puschlav läßt sich eine Trennung jener und der Selladecke im engeren Sinne nicht mehr vornehmen. Zwar finden sich westlich von Poschiavo in den Casannaschiefern eruptive Einlagerungen granitischen Charakters und Lamprophyre, die an die Gesteine der Corvatschserie erinnern, weiter südlich dagegen banatitische und monzonitische Einschaltungen. Aber danach läßt sich eine Trennung der Casannaschiefer nicht vornehmen. Der vereinigten Err-Selladecke gehören die ganzen Casannaschiefer im Gebiete der beiden westlichen Seitentäler des Puschlav, Valle di Verona und Valle d'Orsé an. Hier ist also die Err- mit der Selladecke zu einer Einheit verschmolzen. Auch die Wurzel muß daher beiden gemeinsam sein. Wir haben diese bereits kennen gelernt (S. 229); es ist der südliche Teil der nördlichen Veltliner Gneiszone im Sinne von CORNELIUS.

5. Die Berninadecke.

A. Die Gesteine der Berninadecke.

Über der Err- folgt die Berninadecke. Sie ist etwa 1500 m mächtig und baut den zentralen Teil und damit die Hochgipfel des Berninagebirges auf: Piz Rosatsch, P. Surlej, P. Chalchagn, P. Tschierva, P. Morteratsch, P. Bernina, P. Zupò, P. Palü, Munt Pers. Sie greift auch auf die NW.-Seite des Inns hinüber. Hier gehören ihr P. Lagrev, P. Polaschin, P. della Colonnas und die Gipfelmasse des P. Materdell an. Untersuchungen über die Eruptivgesteine dieses Teils der Decke hat KÜNZLI schon vor längerer Zeit angekündigt, aber noch nicht veröffentlicht. Es gehören hierher der »Juliergranit«, ferner ein ähnlicher, aber hornblendenreicherer Granit, Syenit, Diorit und hellgrauer, selten roter Quarzporphyr. In den Graniten treten Mylonite auf, hell- bis dunkelgrüne, flasrige, oft flach-wellenförmig gefaltete Gesteine. An den Crutscharöls findet sich Gneis mit schmalen Biotit- und breiten Lagen von weißem Quarz und grünlichem Feldspat. Basische Ganggesteine sind häufig, Aplite und Pegmatite seltener.

Im Berninagebirge besteht der westliche und mittlere Teil der Berninadecke aus Eruptivgesteinen, der kleinere östliche aus Schiefen. Die Eruptiva gehören einer großen Intrusivmasse nebst zugehörigen Gängen an; dazu treten noch Ergußgesteine. Unter den Tiefengesteinen lassen sich drei Haupttypen unterscheiden: (a) Diorit, (b) Monzonit und Banatit, (c) Granit.

a) Diorit. Die Diorite sind sehr mannigfaltig, Hornblendediorite herrschen vor; sie führen oft Biotit. Vielerwärts ist Pyroxen der herrschende dunkle Gemengteil. Der chemische Charakter der Plagioklase wechselt, so daß eine Übergangsreihe Syenit—Diorit—Gabbro entsteht. Der Gipfelbau des P. Bernina ist beispielsweise aus tonalitähnlichem

Quarzglimmerdiorit, der des Piz Zupò aus Hornblendegabbro aufgebaut. Wegen des mineralogischen Charakters der Gemengteile dieser ganzen sogenannten »Berninadiorite« und des engen Verbandes dieser Gesteine mit Typen der Banatit-Monzonitreihe ist R. STAUB der Meinung, daß zum Teil diese Eruptiva in Wirklichkeit Essexite sind. Die Diorite sind im Sinne der obersten Zone umgewandelt (Saussuritisierung der Plagioklasse, Chloritisierung der Glimmer und der Hornblenden, Uralitisierung des Pyroxens). Nur an der Überschiebungsfläche unter der Berninadecke und in einzelnen Quetschzonen zeigt sich eine (dann sehr starke) Mylonitisierung, deren Endergebnis ein Saussuritbrei mit ausgeprägtester Knetstruktur ist.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Diorite ist der südwestliche Teil der heutigen Berninadecke, d. h. die Berge des mittleren Berninagebirges: Bellavista, Zupò, Argient, Crast'agüzza, Bernina, Scerscen, Roseg, Morteratsch, Tschierva, Munt Arlas, Piz Surlej, Rosatsch.

An Ganggesteinen beobachtete R. STAUB in dieser Diorit-Essexitmasse: Diabasporyphrit, Dioritporphyr, Alkalispessartit, Alkaliaplit, Aplit, Plagiaplit, Pegmatit, Biotitspessartit, dann gangförmige Granite, Banatite und Syenite. R. STAUB hat auch die von GRUBENMANN aus den Moränen des Morteratschgletschers beschriebenen Paisanite anstehend gefunden, und zwar südlich des Piz Rosatschgipfels und an der Fuorcla Misaun.

b) Monzonite und Banatite. Diese Gesteine unterscheiden sich von den gleichartigen in der Selladecke nur durch ihre Struktur. Im Mineralbestand (und also auch wohl in der stofflichen Zusammensetzung) stimmen sie ganz mit ihnen überein. Nur die Mylonitisierung fehlt, abgesehen von den ganz oben in der Berninadecke liegenden Gesteinen, die durch die hangende Languarddecke verquetscht sind.

Das verbreitetste Gestein dieser Gruppe ist der Banatit, der »blaue Granit« der älteren Autoren. Er ist, im Gegensatz zu den Gesteinen der Selladecke, häufig grün gefärbt, wodurch er dem Julier- oder Albulagranit gleicht. Es finden sich alle erdenklichen Zwischenstufen zwischen Banatiten und Monzoniten, und alle Übergänge einerseits in Granite, andererseits in Diorite oder Essexite.

Die Banatite haben ihre Hauptverbreitung im Tal des Morteratschgletschers: Munt Pers, Isla Persa, Umgebung von Boval.

An Ganggesteinen setzen im Banatit auf: Diorit- und Banatitporphyr, Diabas, Spessartit, Alsbachit, Plagiaplit, Banatitporphyr, Vogesit.

c) Granit. Die Granite sind die verbreitetsten Tiefengesteine der Berninadecke. Es sind Kalkalkali- und Alkaligranite. Die ersteren nehmen in jeder Hinsicht eine Mittelstellung zwischen den dioritisch-essexitischen und banatitischen Gesteinen einerseits und den Alkaligraniten andererseits ein. Sie sind grün, auch rötlich, teils auch bunt gefärbt. Das Gestein des Piz Rosatsch zeigt die roten Orthoklase innerhalb der grünen Plagioklasse. Der Alkaligranit ist dagegen rein weiß

oder leuchtend rot gefärbt.⁵ Der Alkaligranit findet sich besonders am Piz Chalchagn, Nordgrat des Pers, Piz Arlas, P. Cambrena, P. Palü, Pizzo di Verona. Alkalisyenite treten in untergeordneter Verbreitung, vorwiegend in Gangform, auf.

d) Quarzkeratophyr. Gegen den Rand des Massivs nimmt der Alkaligranit quarzporphyrischen Charakter an. Zwischen dem Granit und diesem »Quarzporphyr« gibt es alle Übergänge. Man muß daher den letzteren als Quarzkeratophyr betrachten. Dies Gestein findet sich an der Diavolezza, am Piz Trovat, P. d'Arlas usw. Neben diesen sauren Ergüssen finden sich auch Diabase.

e) Altersverhältnis der Intrusiva. Die Banatite durchsetzen und durchadern die Gabbros, Diorite und Essexite, sind also jünger als diese. Die Banatite und Syenite sind z. T. reich an eingeschmolzenen Dioritschmitzen. Die Granite sind wieder etwas jünger als die Banatite. Es sind also die basischen, dioritisch-essexitischen Gesteine älter als die monzonitisch-banatitischen und diese wieder älter als die Granite. Aber wegen der engen Zusammenhänge und zahllosen Übergänge müssen doch alle diese Gesteine als Spaltungserzeugnisse eines einheitlichen Stammagmas betrachtet werden. Theoretisch ist dieses letztere in den tieferen Teilen der Intrusionsmasse zu erwarten, und es findet sich tatsächlich in der Wurzelzone der Berninadecke (Brusiozone), in der extrem basische und saure Gesteine fehlen. Bei der Differentiation des monzonitischen Stammagmas sind die leichteren, sauren Magmen mehr an den Rand der Intrusivmasse gewandert, die schweren basischen mehr im Kern angehäuft.

f) Die Caraleserie. Östlich der Linie Berninahäuser—Piz Cambrena grenzen an die Intrusivmasse kristalline Schiefer von ähnlicher Art wie die Casannaschiefer der Selladecke: Graphit-, Serizit- und Chloritphyllite, Glimmerschiefer, Muscovitgneise, Augengneise und Quarzite in starkem Wechsel, wozu noch — anders wie in der Selladecke — grüne Granitgneise und Lagen und Gänge von Quarzporphyr treten. Die Gesamtheit all dieser Gesteine nennt R. STAUB »Caraleserie«. In den höheren Teilen dieses Komplexes treten schwarze Tonschiefer (Karbon?) und noch höher hinauf grobbrecciöse und konglomeratische Gesteine auf, in deren phyllitartigen Grundmasse größere Bruchstücke von rostigem, streifigen Gneis und gut gerundete Milchquarzgerölle liegen. Quarzporphyre, Diabase und deren Tuffe sind mit diesen verrucanoartigen Gesteinen innig verbunden.

Einschlüsse, Einschmelzungen, Gänge und Kontaktzonen beweisen, daß die Eruptiva der Berninadecke in die Caraleschiefer eingedrungen, somit jünger als diese sind.

g) Das Alter der Berninaintrusion. Die vermutliche Verrucanobreccie kommt als Einschlüsse im Quarzkeratophyr des Punktes 3010 nördlich des Piz Trovat vor. Die Porphyre sind also, wie schon BLÖSCH angenommen hat, wahrscheinlich permisch. Da die Quarzkeratophyre

die Ergußfacies des Alkaligranits darstellen, so können die Tiefengesteine der Berninadecke nicht viel älter sein als sie. Die Intrusion war also permisch oder auch schon oberkarbonisch.

h) Die prätriadische Faltung in der Berninadecke. Die Lage der Trias zu den Tiefengesteinen in der Sella- und in der Corvatschgruppe macht die Annahme eines bedeutenden prätriadischen Abtrages und damit auch einer dieser vorausgehenden herzynischen Gebirgsbildung sehr wahrscheinlich. Das wirkliche Vorhandensein einer solchen Faltung wird in der Berninadecke durch eine fast N.—S. streichende Falte in der Caraleserie am P. Carale bewiesen, die von ungefalteten Quarzkeratophyr- und Aplitgängen (den Ausläufern der Intrusivmasse) quer durchbrochen wird. Die Quarzkeratophyre sind nicht jünger als Perm, demnach ist auch die Faltung der Caraleserie höchstens frühpermisch und wahrscheinlich herzynisch.

Weitere Anzeichen für diese alte Faltung sind: Die Diskordanz der Trias des Alvenzuges auf steilgestellten Casannaschiefern am Piz Albris, die von CORNELIUS angegebenen Diskordanzen unter der Alp Laret und ob St. Moritz, die Mylonitisierung der granitischen Gesteine der Caraleserie, deren höheres Alter sich auch darin zeigt, daß solche Mylonite als Einschlüsse im massigen Granit des Munt Pers auftreten. Die Berninadecke ist ein Teil der Zone von Ivrea, in der herzynische Faltungen sicher vorhanden sind. Endlich verlangt die Beschaffenheit des Verrucanos der unterostalpinen Decken, besonders der Languard- und Campodecke, das Vorhandensein eines älteren Gebirges, aus dem die Quarzporphyr-, Granitgneis- und andere Gerölle stammen. Daß der bündnerische Verrucano aus Schutt eines älteren, vorpermischen Gebirges besteht, zeigt sich darin, daß er einerseits in der Umgebung des herzynisch gefalteten Aar- und Gotthardmassivs, andererseits wieder, wie eben auseinandergesetzt, in den unterostalpinen Decken auftritt, während er in den dazwischen gelegenen Gebieten (Simplon- und Adula- bis rhätische Decke) fehlt.

Auch für das Gebiet der Err- und Selladecke dürfte die Annahme einer herzynischen Faltung gerechtfertigt erscheinen.

Die Intrusion der Berninagesteine ist jünger als die herzynische Faltung. Der Berninastock verhält sich also zur herzynischen Faltung wie das Disgraziamassiv (s. S. 248) zur tertiären. Zwei in ihrem Wesen gleichartige, in ihrem Alter aber verschiedene Gebirgskörper bilden die benachbarten Bernina- und Disgraziagebirge. Das herzynische Berninagebirge lag als trennende Schranke zwischen dem helvetisch-penninischen und dem ostalpin-mediterranen Triasgebiet. Die Sohle der ostalpinen Überschiebung entstand an der Nordgrenze dieses alten Gebirges, wo das schwach- oder ungefaltete penninische Gneisgebiet an die alten gefalteten Rumpfe grenzte. Aus derselben Zone stammen die ophiolithischen Intrusiva, die mit ihrem zwischen Alkali- und Alkalikalknatur schwankenden Chemismus Anklänge an das monzonitische Stammagma der alten Tiefengesteine des Berninagebietes zeigen.

i) Mesozoikum. Im Berninagebirge entwickeln sich aus dem Verrucano bräunliche oder rote sandige Schiefer, rotbraune Quarzite und rote Quarzitschiefer, Gesteine, die den Buntsandstein vertreten dürften. Darüber folgt die kalkig-dolomitische Trias des Piz Alv-zuges. Schon BLÖSCH hat die Ausdehnung dieses Zuges genauer verfolgt, den er als normale Sedimenthülle der Berninadecke, z. T. als verkehrten Schenkel der Languarddecke erkannte. Die Alvtrias zieht einerseits zum Piz d'Arlas (Ausläufer) und zur Forcola di Carale, andererseits zur Crasta da Statz und ins Samadener Sedimentgebiet. In diesem letztgenannten Gebiet gleicht die Schichtfolge nach CORNELIUS der der Errdecke. Hervorzuheben ist folgendes: Raibler Schichten treten am Grunde der Trais Fluorsschuppe (Deckscholle aus der Berninadecke, bildet Piz da Trais Fluors und P. Padella bei Samaden) auf: rote, tonige, glimmerreiche, feinkörnige, feinschichtige Sandsteine mit eingeschalteten Dolomitbreccien mit Sandsteinbindemittel (1,5—2 m). Am P. Padella finden sich statt Liaskalks grobe Breccien aus hellen Triasdolomitblöcken mit kalkig-mergeligem Bindemittel von roter, gelber oder grauer Farbe. Einzeln finden sich als Komponenten kleine Quarzstückchen. Vereinzelt ist das Bindemittel stark eisenschüssig (Roteisenerz an der SO.-Ecke des Padellagipfels). Diese Liasbreccie hat an der O.- und an der S.-Seite des Piz Padella transgressive Lagerung. Ihre untersten Teile sind durch Aufarbeitung des Hauptdolomits entstanden und greifen mancherwärts taschenförmig in diesen ein. Auf der W.-Seite des P. Padella folgen sich in 80 m Mächtigkeit: schwarze Kalke, dunkle, feine Breccie, dunkle Hornsteinkalke, Mergelschiefer mit *Chondrites liasinus* HEER. Jüngere Schichten als Lias fehlen der Berninadecke bei Samaden.

Im Zuge des Piz Alv finden sich nach SPITZ und DYHRENFURTH Verrucano, brauner Quarzitschiefer des Buntsandsteins, braune Rauh-wacke, Triasdolomit, Rhät, rote und gelbe Liasbreccien, Liasdolomit.

B. Tektonik der Berninadecke.

a) Die Lagerungsverhältnisse im Berninagebirge und Oberengadin.

Die Überschiebungslinie, mit der die Bernina- an die Errdecke grenzt, läßt sich vom Crap San Gian bei St. Moritz über den Fuß der Steilwände des Piz Surlej zur Grathöhe nördlich der Fuorcla Surlej verfolgen. Sie sinkt dann in die Val Roseg, erscheint (nach Unterbrechung durch Schutt) südlich der Alp Misaun wieder, ist bis zum Vadret da Tschierva gut aufgeschlossen, verschwindet dann unter Moränen und läuft dann durch die Wände des Piz Roseg. Hier trennen Casanna- und Liasschiefer der Errdecke den Corvatschgranit (Errdecke) im Liegenden vom Rosegdiorit (Berninadecke) im Hangenden. An der Überschiebungsfäche sind alle Gesteine stark mylonitisiert. Die Gänge der Berninadecke werden durch die Überschiebungsfäche unten abgeschnitten. Auf dem Gipfel des P. Corvatsch liegen Dioritblöcke, die R. STAUB als Deckschollen-

überreste der Berninadecke betrachtet. Von der Fuorcla Sella ab gegen O. ruht die Bernina- auf der Selladecke. Die Überschiebungslinie läuft über die Gletscherterrassen der Vedretta di Scerscen superiore, Fellaria und Verona. Der Pizzo di Verona gehört noch zur Berninadecke. Unter seiner Ostseite erscheinen unter der Caraleserie Verrucanogesteine (grüne Glimmerschiefer, grüne, diabasartige Schiefer, grobe kristalline Breccien, metamorpher Quarzporphyr) und Buntsandstein (brauner Schiefer und Sandstein). Darunter liegen die Casannaschiefer der Selladecke. Dieselbe Einschaltung jüngerer Gesteine tritt nördlich des Palügletschers auf, und im Streichen dieser Zone liegt dann die Trias der Caralehalde und von Sassal Masone.

Das Mesozoikum des Piz Alv, das Bernina- und Languarddecke trennt, dünnt sich westlich des Lago Bianco bedeutend aus, ist teilweise unterbrochen und erreicht an der Forcola di Carale mit einer Triaslinse ihr Ende. Südlich davon schließen sich Bernina- und Languarddecke zu einer Einheit zusammen. Die Caraletrias hat keine Verbindung mit der Alvtrias. Jene begrenzt die Berninadecke gegen ihr Liegendes, diese dieselbe gegen ihr Hangendes. In der vereinigten Bernina-Languarddecke nimmt der grüne Granit von Cavaglia einen bedeutenden Raum ein, der sehr an die mylonitisierten Granite der Caraleserie erinnert. Diese vereinigte Decke bildet die Unterlage der Trias des Sassalbo, die ihrerseits das Kristallin der Campodecke (Name nach dem Corno di Campo) trägt.

Die Linie Campomoro—Sasso Rosso—Palü—Morteratsch bezeichnet eine Quereinsenkung der Decke. Die Berninadecke liegt in einer flachen Wanne, die von der Sella- und Errdecke gebildet wird. Diese Quereinsenkung macht sich noch im Gebiet der Wurzeln geltend. In ihr finden sich an der Vetta di Ron kleine Klippen der Berninadecke.

Im Samadener Sedimentgebiet nordwestlich des Inn gehört zur Berninadecke die von CORNELIUS in ihrer Gesamtheit als »Trais Fluorsschuppe« bezeichnete Deckschollenmasse. Sie gliedert sich durch eine Einpressung ihrer aus Liasschiefern der Errdecke bestehenden Unterlage in einen nördlichen und einen südlichen Teil. Dem ersteren gehören Piz Schlatain und P. da Trais Fluors, dem letzteren Saß Corviglia und P. Padella an. Val Saluver zerschneidet den Zusammenhang der Schubmasse. Der südliche Teil der Trais-Fluorsschuppe zeigt die Form einer spitzen Mulde, die infolge des Ansteigens ihrer Achse nach SW. hin in die Luft ausstreicht, und alles dasselbe gilt für den nördlichen.

Der Radiolarit des Piz Nair (Errdecke) fällt südlich unter den Triasdolomit des Saß Ranzöl, und dieser wird seinerseits im S. von Rauh- wacke unterlagert, in deren Liegendem Glimmerschiefer erscheinen. Diese gehören zum Kristallin der Trais Fluorsschuppe und fallen wahrscheinlich über, nicht unter den Juliergranit. CORNELIUS hält die Trais Fluorsschuppe daher für die von ihrem ursprünglichen Untergrunde losgelöste und selbständig nordwärts gewanderte Sedimenthülle des Julier-

granits (Berninadecke). Die Trais Fluorsschuppe bildet im O. einen weitgespannten Bogen und ist im W. tief in ihre Unterlage (Errdecke) eingefaltet.

Alle tektonischen Einzelglieder des Samadener Gebietes zeigen östliches Axialgefälle. Der Schub war gegen N. bis NW. gerichtet. Das Streichen aller Einzelfalten ist N.55°O. bis N.90°O. Das nach NW. konvexe bogenförmige Streichen der Liaseinkeilung an der Basis der Trais Fluorsschuppe ist wohl als Stauwirkung der kristallinen Massen der Errdecke zu deuten. Bei dieser Annahme muß allerdings vorausgesetzt werden, daß das südöstliche Absinken der Errdecke beim Vordringen der Trais Fluorsschuppe bereits bestand. TRÜMPYS Annahme, daß die Errdecke der unter die Berninadecke eingewickelte Teil der über der Berninadecke liegenden Languarddecke sei, vermag CORNELIUS nicht zuzustimmen, weil man die Sedimenthülle des Errgranits, namentlich wegen ihrer Entwicklung am Piz Bardella, nicht als verkehrten, aber durch die Einwicklung wieder richtiggestellten Mittelschenkel auffassen kann.

b) Die Wurzel der Berninadecke.

Der schon STUDER bekannte »blaue Granit« von Brusio im Puschlav ist nichts anderes als ein Banatit. Banatite besitzen, wie erwähnt, große Ausdehnung in der Sella-, aber auch in der Berninadecke. Südlich der nördlichen Gneiszone im unteren Veltlin und parallel mit dieser verläuft eine Zone, die CORNELIUS als »Zone von Brusio« ausgeschieden und für die Wurzel der Selladecke erklärt hat. Dies letztere geschah wegen der Banatite, die R. STAUB damals nur erst in der Selladecke angetroffen hatte. R. STAUB, der später den südlichen Teil der »nördlichen Gneiszone« als Wurzelzone der Selladecke erkannt hatte, sieht in der Brusiozone dementsprechend die Wurzel der Berninadecke, in der es ja auch viel Banatit gibt. Tatsächlich läßt sich der Zusammenhang der Berninadecke aus dem Berninagebirge über das Ostgehänge des Puschlav in die Zone von Brusio verfolgen.

CORNELIUS hat die Zone von Brusio westwärts bis zur Val Vignone ausgeschieden. Ihr Ende liegt auf demselben Meridian wie das SW.-Ende des Malencoserpentins am Disgraziamassiv. Es kommen in ihr nach CORNELIUS folgende Gesteine vor:

(1) Normaler Banatit von wechselnder Korngröße, der wichtigste Bestandteil der Zone und im Puschlav in feinkörniger Ausbildung fast allein herrschend, mit intensiv blaugrauem Plagioklas, weißem oder bläulichem Quarz, schwarzbraunem Biotit und Hornblende in schwarzgrünen Stengeln, (2) porphyrtiger Banatit mit 2—3 cm langen Kalifeldspäten, (3) Monzonit, in dem gegenüber dem Banatit der Quarz zurücktritt, während Hornblende und Biotit überwiegen. Er ist von viel beschränkterem Vorkommen als der Banatit. Ebenfalls untergeordnet sind (4) dioritische Gesteine mit Hornblende als bezeichnend-

stem Gemengteil. Über das geologische Auftreten aller dieser Gesteine läßt sich wenig sagen, da sie nur in runden, grasbewachsenen Buckeln oder klotzigen Felsen, aber nicht im Zusammenhang aufgeschlossen sind.

Im Mineralbestande herrscht vollkommene Übereinstimmung zwischen den Banatiten und Monzoniten der Brusiozone und des Berninagebirges. In den Brusio- und Monzonitgesteinen spielt die Mylonitisierung eine große Rolle und ist nicht auf ein einzelnes Niveau beschränkt, sondern tritt außer am Kontakt mit dem Liegenden und Hangenden auch mitten im Gestein auf.

(5) Aplite kommen mancherwärts massenhaft und dann meist in Adern von einigen Zentimetern Mächtigkeit vor. Durch Feldspateinsprenglinge gehen aus ihnen (6) Alsbachite hervor. (7) Basische Gänge sind viel seltener. Von Gesteinen, die sich mit R. STAUBS (8) kontaktmetamorphen Casannaschiefern vergleichen lassen, kommen welche im Val Malenco und Val Fontana vor. Ihr Ausgangsmaterial ist Quarzphyllit.

Die Grenzflächen der Zone von Brusio im N. und im S. streichen westlich der Valle di Ron geradlinig über Berg und Tal, stehen also nahezu senkrecht. Dieselbe Stellung zeigt die sehr häufige Schieferung ihrer Gesteine.

Die Casannaschiefer der Selladecke schießen am Lago di Poschiavo und weiter westwärts unter die Brusiozone ein. Am Nordgrat des Pizzo di Canciano und im oberen Val Forama werden beide durch Dolomitlinsen getrennt. Dieser trennende mesozoische Zug läßt sich in der Wurzelzone westwärts bis über Valle Postalesio hinaus verfolgen. Eine Vereinigung der Bernina- mit der Selladecke kann erst zwischen Berbenno und Val Masino erfolgen; weiter östlich sind sie sicher getrennt.

6. Die Languarddecke.

A. Die Gesteine der Languarddecke.

Das Puschlav ist in sechs Decken eingeschnitten: Malencoserpentin (Surettadecke), rhätische, Sella-, Bernina-, Languard- und Campodecke. Alle besitzen ein starkes Axialgefälle gegen Osten.

Die Languarddecke folgt, getrennt von ihr durch das Mesozoikum des Piz Alvzuges, über der Berninadecke. Sie ist nach dem Piz Languard östlich von Pontresina benannt und wird vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut. Im Gebiet zwischen Samaden, St. Moritz und Pontresina besteht sie aus Biotitschiefern und -gneisen, Chlorit- und Augengneisen, Glimmerquarziten und Phylliten. Stellenweise treten zahlreiche Pegmatit- und Aplitgänge auf, auch Amphibolitlager kommen vor. Am Berninapafß ähneln die Gesteine der Languard- denen der Berninadecke, indem sie fast ganz mit der Caraleserie übereinstimmen. Am Ostufer des Lago Bianco treten größere Lager von Epidotchlorit-schiefer darin auf.

Das Mesozoikum der Languarddecke findet sich in dem Zuge Sassaibo—Gessi—P. Stretta. Auf den Verrucano folgt nach SPITZ und DYHRENFURTH Buntsandstein in Form serizitischer Schiefer, dann vielfach Rauhwacke, dann nicht weiter gliederbarer Dolomit, ähnlich wie am Piz Alv. Oben in diesem Dolomit häufen sich bunte Schiefer-Dolomitbreccien. Dann kommen rote Dolomitmarmore und -breccien des Lias, ferner schwarze Kalkschiefer. Rhät ist nicht ausscheidbar. Schwer zu deuten ist die Entstehung polygener Breccien mit kopfgroßen Geröllen und meterlangen Keilen von zerdrücktem Kristallin; feine bis sandige Breccien mit krinoidenreichem Zement dagegen erinnern an kretazische Gesteine.

B. Die Tektonik der Languarddecke.

a) Die Lagerungsverhältnisse der Decke.

Im Norden, im Oberengadin, lassen sich die Schiefer der Languarddecke in einfacher Lagerung vom Munt Muraigl und von Pontresina bis St. Moritz und Campfèr verfolgen. Obwohl das trennende Mesozoikum vielfach fehlt, läßt sich die Grenze zwischen den Dioriten und Graniten des Piz Rosatsch (Berninadecke) und den Paraschiefern des Statzer Hügellandes (Languarddecke) von der Alp Statz zum Bad St. Moritz und am Inn entlang nach Campfèr verfolgen.

Die Languarddecke sinkt wie alle anderen Decken im Oberengadin rasch nach Norden und steigt jenseits derselben wieder empor. Diese »St. Moritzer oder Engadiner Deckensynklinale« betrifft, wie gesagt, alle Decken. Ihr Verlauf kann von Val Chamuera bis zum Piz Gravasalvas, in den tieferen Decken bis ins Misox verfolgt werden. Es ist eine Längseinsenkung in den Decken.

Im Gebiete des Berninapasses läßt sich eine besonders bemerkenswerte Verwicklung im Bau der Decken studieren, eine Quersfaltung. Die Grenzzone zwischen Bernina- und Languarddecke ist eine Schuppenzone, und die Überschiebungsfläche zwischen beiden ist selbst stark gefaltet. Diese Falten verlaufen NW.—SO., stellenweise N.—S., also quer zur Längserstreckung der Decken, und es kommt sogar zur Überkipfung, derart, daß das Kristallin der Berninadecke stellenweise auf dem Mesozoikum liegt. Im ganzen oberen Arlasgrat fallen die Casannaschiefer der Berninadecke flach nach W. und liegen über ihrer Sedimenthülle und über der Languarddecke. Auch am Sassa Masone ist die Quersfaltung sehr ausgeprägt. Die Antiklinalstirn am Sassa Masone (SPITZ und DYHRENFURTH) ist eine Querbiegung der Decke. Am Cornicello und ob Cavaglia ist die Berninadecke auf größere Strecken in und unter die Gesteine der Selladecke gefaltet. Die Einfaltungen streichen SSO.—NNW. Im ganzen ist die Quersfaltung aller Decken, von der Languarddecke bis zur rhätischen, am Ostabfall des Berninagebirges von den Berninahäusern bis ins Puschlav auf mehr als 15 km zu verfolgen.

SPITZ und DYHRENFURTH betrachten diese Quersfaltung nicht als solche, sondern als Ausdruck eines O.—W.-Schubes und als Glied ihrer

»rhätischen Bogen«. Nach R. STAUB ergibt sich aber aus dem Zusammenhang der Oberengadiner Decken mit ihrer Wurzelzone im südlichen Puschlav und dem W.—O.-Verlauf der Wurzelzonen als wesentliche Schubrichtung die S.—nördliche. Die Querschiebungen sind verschwindend winzig im Vergleich zu der riesigen S.—N.-Bewegung der Decken.

b) Die Wurzel der Languarddecke.

An der Forcola di Carale hört die Trias, welche Bernina- und Languarddecke trennt, auf und beide Decken schließen sich zu einer Einheit zusammen. Beide müssen also auch eine gemeinsame Wurzel haben, mit anderen Worten: die Languarddecke wurzelt ebenso wie die Berninadecke in der Zone von Brusio. Da sich die Grenze zwischen dieser und der Sellawurzel westlich der Valle Postalesio infolge Aufhörens der Trias verwischt, so vereinigen sich Sella-, Bernina- und Languarddecke zu einer Stammdecke und in einer Wurzel.

7. Die Campodecke.

Diese Decke soll hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden. Sie tritt erst bei Madulein an das Oberengadin heran. Ihre oberflächliche Ausdehnung ist beträchtlich. Ihre kristallinen Gesteine bauen u. a. das Gebirge zwischen Bormio, Livigno und Tirano auf, zu ihrer Sedimenthülle gehören die Unterengadiner Dolomiten und die Ortlertrias. Im Puschlav folgt die Campodecke über der Sassalbotrias. Diese läßt sich nach BROCKMANN bis zum Calcherino nördlich San Romerio verfolgen. Hier keilt sie aus und die kristallinen Schiefer im Liegenden (Languarddecke) und im Hangenden (Campodecke) vereinigen sich, mit anderen Worten: Languard- und Campodecke verschmelzen miteinander, sie sind Teile einer einzigen Stammdecke. Da andererseits Bernina- und Languarddecke ebenfalls miteinander verschmelzen (s. oben!) und da westlich Berbenno im Veltlin auch zwischen Sella- und Berninadecke in der Wurzelregion keine Grenze auffindbar ist, so haben alle ostalpinen Decken von der Sella- bis zur Campodecke eine gemeinsame Wurzel. Diese Decken nennt R. STAUB die »unterostalpinen Decken«.

Diese Angaben müssen aber noch etwas vervollständigt werden. Die Zone von Brusio wird im Norden von einem Triaszuge begrenzt, der sich bis westlich Val Postalesio verfolgen läßt, an ihrer Südgrenze dagegen reichen die Triasvorkommen höchstens bis Val Fontana. Weiter westlich stößt die Zone von Brusio unmittelbar an die kristallinen Gesteine der »südlichen Gneiszone« des unteren Veltlin, wie CORNELIUS sie genannt hat. Diese südliche Gneiszone ist also im Osten die Wurzel der Campodecke. Nach Westen zu verschmilzt sie mit der Bernina-Languardwurzel (Brusiozone), etwa von Buglio ab auch mit der Sella-

wurzel. CORNELIUS, der die Wurzel der Selladecke (im Sinne von R. STAUB) noch zur Wurzel der rhätischen Decke zog und die Zone von Brusio als Wurzel der Selladecke betrachtete, vermochte nicht, die Wurzel der Bernina- und Languarddecke anzugeben, andererseits auch die tektonische Stellung seiner »südlichen Gneiszone« nicht aufzuklären. Dies blieb R. STAUB vorbehalten. CORNELIUS' südliche Gneiszone umfaßt auch noch die Morbegnoschiefer, die nach R. STAUB der oberostalpinen Decke angehören. Derjenige Teil der »südlichen Gneiszone«, der als Wurzel der unterostalpinen Decken bzw. der Campodecken zu betrachten ist, setzt sich ostwärts in die »Tonaleschiefer« fort, die Wurzel der oberostalpinen Decke liegt südlich davon in den Edolosschiefern.

8. Metamorphose und Deckenbau.

CORNELIUS kommt zu dem mit unseren bisherigen Vorstellungen im Widerspruch stehenden bemerkenswerten Ergebnis, daß von einer Zunahme der Kristallinität der Gesteine im Wurzelgebiet, wodurch die mesozoischen Sedimente unkenntlich geworden wären, nicht die Rede sein kann. »Eine Änderung in der Art und Stärke der Metamorphose findet vom Engadin südwärts nicht in horizontaler, sondern in vertikaler, von einer Decke zur anderen, statt.« Die intensive Metamorphose in der »südlichen Gneiszone« z. B. steht in keiner Beziehung zur Faltung und zum Deckenbau. Dagegen ist die Mylonitisierung der Gesteine auf die tertiäre Alpenfaltung zurückzuführen. Nach CORNELIUS mögen diese Sätze auch für die rhätische Decke Gültigkeit haben, was aber nichts daran ändert, daß die tertiäre Metamorphose in der rhätischen Decke sich wesentlich in Umkristallisation geäußert hat.

9. Das Disgraziamassiv und der Tonalit von Sondrio.

Im Bereiche der Wurzeln aller Decken von der Aduladecke aufwärts bis zur höchsten unterostalpinen setzt ein gewaltiger Eruptivstock auf, das Disgraziamassiv. Auf der Exkursion der Geologischen Vereinigung in die Alpen im Jahre 1912 gab STEINMANN zuerst seiner Meinung Ausdruck, daß der Granit dieses Massivs tertiäres Alter besitzt. Als Beweise dafür nannte er 1913¹⁾ die frische Beschaffenheit des Gesteines, das Fehlen mechanischer Veränderungen und das ganze Auftreten des Stockes und die durch ihn bewirkte Kontaktmetamorphose. CORNELIUS stellte daraufhin im Gebiete des Formogletschers Untersuchungen an, die STEINMANN'S Ansichten vollkommen bestätigten. Der Kranz der Hochgipfel auf der S.- und W.-Seite des Formogletschers wird von Granit aufgebaut. Er durchsetzt die Gneise und Grünschiefer der »Cavloccschuppe« (Verzweigung der rhätischen Decke) mit saigerer

¹⁾ Es ist unbegreiflich, daß R. STAUB die diesbezügliche Arbeit STEINMANN'S nicht erwähnt. Mangel an Literaturkenntnis?

Grenzfläche und durchadert sie außerdem mit großen und kleinen Gängen. Auf der Ostseite des Pizzo dei Rossi ist diese Durchaderung der dunklen Schiefergesteine mit hellen Granitgängen weithin sichtbar. Im Gneis bildet der Granit mit Vorliebe Lagergänge, den Grünschiefer durchsetzt er senkrecht zur Schichtung, und nur die Apophysen folgen dieser letzteren.

Die Hauptgemengteile des Granits sind Orthoklas (bzw. Mikropertit), saurer Plagioklas, reichlich Quarz, spärlich dunkler Glimmer. Überwiegend ist die Ausbildung porphyrtartig. Die Orthoklase erreichen dann eine Länge von mehreren Zentimetern.

Die Gneise der Malojaserie sind am Granit kontaktmetamorphosiert. Dabei verschwinden Serizit, Phengit und Chlorit, wogegen Biotit, Granat, Andalusit, Sillimanit sich neu bilden, so daß Boititlagengneis, Biotitgranatgneis, granatführende Andalusitbiotitgesteine u. a. entstehen. Die Epidotchloritschiefer werden in Amphibolit verwandelt. Der Kontakthof ist in dieser Gegend sehr breit; die hochgradig metamorphen Andalusitgneise am Lej da Cavloce z. B. sind vom nächsten Granit über $1\frac{1}{2}$ km entfernt.

Der Granit durchsetzt alle Gesteine seiner Umgebung, ist jünger als die Ophiolithe und demnach auch jünger als die erste Phase der Alpenfaltung, wegen des Mangels mechanischer Veränderung und weil er sie durchbricht, auch jünger als die Decken, also wahrscheinlich jünger als Oligozän.

In der ganzen südlichen Hälfte des Massivs erlangt Tonalit eine große Bedeutung. Er ist früher als Hornblendegneis bezeichnet worden. Seine wichtigsten Gemengteile sind: Plagioklas, Hornblende, Biotit, Quarz. Es treten grob- und feinkörnige Varietäten auf. Der Tonalit baut die Kette des Mte. Spluga auf und bildet dann westwärts eine lange, schmale Intrusivmasse in der Fortsetzung der Tonalezone, wie CORNELIUS aus der alten Karte von ROLLE geschlossen hat. R. STAUBS Karte gibt eine Darstellung von der Ausdehnung des Disgraziastocks.

Welche Beziehungen zwischen diesem und dem hellen Zweiglimmergranit von Novate bestehen, ist noch nicht ausgemacht.

Einen selbständigen Stock bildet der Tonalit von Sondrio. Er hat seine größte Ausdehnung in der W.—O.-Richtung und reicht vom untersten Val Malenco nach Westen bis über Val Postalesio hinaus. Das Gestein ist mittelkörnig. Hauptgemengteile sind: weißer Plagioklas, grauweißer Quarz, grünschwarze Hornblende, braunschwarzer Biotit. Im Westen ist das Massiv durch Eindringen von Schieferzonen zerschlitzt. In diesen Ausläufern des Massivs treten flasrige und schiefrige Ausbildungsformen des Gesteines auf, die gewissen Tonalitgneisen des Adamello gleichen. Es kommen durchgreifende Gänge von Tonalit im Gneis vor, meist aber haben die Tonalitapophysen die Gestalt von Lagergängen. Es ist das Wahrscheinlichste, daß auch diese Tonalitmasse tertiäres Alter hat.

Es gibt also nicht nur in den Dinariden und auf der alpino-dinarischen Grenze, sondern auch in den Alpen im engeren Sinne Intrusionen granitodioritischer Gesteine, die also nicht mehr als dinaridisches Kennzeichen gelten können. —

Trotz seiner wunderbaren Schönheit hat das Oberengadin jahrzehntelang die Geologen nur wenig zu seiner Untersuchung angereizt. Erst die letzten Jahre haben hierin einen Umschwung herbeigeführt, und die verdienstvollen Arbeiten, deren wesentlichste Ergebnisse hier mitgeteilt sind, bedeuten einen großen Fortschritt in unserer Kenntnis vom Aufbau dieses Teiles der Graubündner Alpen. Sie machen uns zugleich mit einem Gebiet bekannt, in dem der Deckenbau sowie der Zusammenhang der Decken mit ihren Wurzeln ganz besonders schön studiert werden kann. Damit sind sie auch für die ganze Geologie der Alpen von besonderer Bedeutung.

Nachtrag.

Literatur.

20. R. STAUB, Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. — Ecl. geol. Helv. **14**. S. 221—228. 1916.
21. R. STAUB, Berichte über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav vom 11.—15. August 1916. — Ecl. geol. Helv. **14**. S. 479—515. 1917.
22. R. STAUB, Das Äquivalent der Deutblanchedecke in Bünden. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. **62**. S. 349—370. 1917.
23. R. STAUB, Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. — Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. **46**. (III. Abt.) S. 165—198. 2 Tab. 4 Taf. 1917.

Die Verzögerung des Druckes des vorstehenden Sammelreferates durch die Kriegsverhältnisse erlaubt es, einige nach Abschluß des Referates erschienene Arbeiten nachträglich zu besprechen.

Die erste dieser Schriften (20) gibt eine kurze, klare Übersicht der Geologie des Oberengadins und Puschlavs, die zweite (21) einen hübschen Bericht über die von der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Sommer 1916 unter R. STAUBS Leitung ausgeführte Exkursion durch das Berninagebirge und das Puschlav.

Etwas eingehender ist über den Inhalt der nächsten Abhandlung (22) zu berichten. Nach R. STAUB ist die Rhätische Decke des Oberengadins das Äquivalent der Deutblanchedecke des Wallis. STAUB vergleicht die Gesteine der beiden Decken miteinander und schildert hierbei ausführlich eine Gruppe von Gesteinen, die als besondere Einheit erst neuerdings erkannt wurde. Er nennt sie die Fedozserie (nach dem Fedoztal südlich des Silser Sees).

Das Kristallin der Rhätischen Decke des Oberengadins wird nicht von der Malojaserie allein gebildet, sondern es nehmen an ihrem Aufbau auch noch Gesteine der Fedozserie teil, die ein Analogon zu den Valpellinegesteinen der Deutblanchedecke darstellen. Von ihnen ist das verbreitetste sedimentogene Gestein ein feinschiefriger, brauner Glimmerschiefer, der neben dem grünen Glimmer auch Biotit führt. Aus diesen Glimmerschiefern gehen Granatglimmerschiefer und -gneise, sowie Hornblendegarbenschiefer, graphithaltige Glimmerschiefer und Graphitgneise hervor. Mit diesen Paraschiefern wechsellagern Hornblendeschiefer und Amphibolite eruptiven Ursprungs, ferner finden sich Stöcke von (vielfach zu Zoisitamphiboliten metamorphosierten) Gabbros sowie, mehr vereinzelt, Hornblendite, Serpentine, Talk- und Strahlsteinschiefer. Durch innige Wechsellagerung sind ferner mit den Glimmerschiefern Calcitmarmore, Silikatmarmore und Kalksilikatfelse (Tremolitmarmore, Diopsid-, Klinozoisit- und Epidotfelse) verbunden. Diese Kalkgesteine sind oft von Apliten und Pegmatiten durchadert, die sich von den mit dem Fornogranit zusammenhängenden entsprechenden Gesteinen u. a. durch die starke mechanische Veränderung, die sie erlitten haben, unterscheiden. Diese Eruptive sind also alt und noch älter als die von ihnen intrudierten Sedimente, die weder Trias noch Lias sein können. Auch liegt die Fedozserie unter der Malojaserie, nicht nur im Fedoz-, sondern auch im Fextal. Außer in diesen Gebieten kommt diese Gesteinsgesellschaft auch noch in den Schuppen der Val Malenco vor.

Am Piz della Margna treten zwischen Malojagneisen nochmals Gesteine auf, die mit der Fedozserie Ähnlichkeit haben; doch ist ihre Zugehörigkeit zu dieser noch nicht sicher und deshalb kann auch über den Bau der Margna noch nichts Bestimmtes gesagt werden.

R. STAUB schlägt vor, den bündnerischen Teil der Deutblanchedecke oder die »Rhätische Decke des Oberengadins« als »Margnadecke« zu bezeichnen.

Auf die an letzter Stelle genannte Abhandlung (23) kommen wir später noch zurück. Sie behandelt die ganze Entstehung der südöstlichen Schweizer Alpen, wobei die Untersuchungsergebnisse des Verfassers, die in seinen, in diesem Sammelreferat besprochenen Schriften niedergelegt sind, zu einer Synthese der Alpenentstehung mit verwendet werden. Von besonderer Bedeutung für das hier behandelte Gebiet ist ein Sammelprofil durch die östlichen Schweizer Alpen, das einen ausgezeichneten Überblick über die Aufeinanderfolge der Decken gewährt.

III. Geologischer Unterricht.

Bestrebungen zur Hebung des Unterrichts in Geologie auf Schulen und Hochschulen.

Von G. Steinmann.

Die 5 großen geologischen Gesellschaften Deutschlands haben im Sommer 1917 auf Anregung der Geologischen Vereinigung nachstehende Eingabe an die Unterrichtsministerien der deutschen Bundesstaaten gerichtet:

»Neuerdings hat die Geologie im Kriege in immer größerem Maßstabe Verwendung gefunden. Infolge der vielseitigen Betätigung ist die Zahl der notwendigen Geologen so stark gestiegen, daß jetzt Mangel daran herrscht. Wegen Fehlens geeigneter Kräfte mußten vielfach nur sehr mangelhaft oder geradezu schlecht vorgebildete Studierende verwandter Fächer, oder junge Bergleute rasch angelehrt werden, was natürlich für die Sache nachteilig war. Dagegen erwies es sich als ein sehr günstiger Umstand, daß wenigstens einige Mittelschullehrer (Oberlehrer in Preußen, Professoren in Baden usw.) bei ihren Studien Geologie als Hauptfach getrieben hatten und daher sofort verwendbar waren.

Hieraus ergibt sich als selbstverständliche Forderung für die Zukunft, daß die Geologie wegen ihrer praktischen Bedeutung im Kriege und Frieden an Schulen und Hochschulen in größerem Maßstabe betrieben werden sollte, als das bisher der Fall war. Wir halten daher folgende Maßregeln nicht nur für nützlich, sondern sogar für notwendig:

1. Es sollte in einer der obersten Klassen aller höheren Mittelschulen, also auch der humanistischen Gymnasien, ein Jahr lang mindestens eine, wenn möglich zwei Stunden wöchentlich geologischer Unterricht mit häufigen Ausflügen durch einen entsprechend vorgebildeten Lehrer erteilt werden.

2. Alle Lehramtskandidaten der Naturwissenschaft und Mathematik sollten genötigt werden, durch Hören von Vorlesungen und durch Teilnahme an Übungen und an Lehrausflügen sich in Geologie auszubilden.

3. Den jüngeren Lehrern, die bereits an Mittelschulen unterrichten, sollte Gelegenheit gegeben werden, nachträglich ihre geologischen Kenntnisse auf Hochschulen aufzufrischen oder zu erweitern im normalen Semesterbetrieb oder in besonderen Ferienkursen.

4. Die Lehramtsprüfungen in Geologie sollten entweder dauernd durch einen Hochschul-Professor der Geologie, oder wo die Prüfung in Geologie mit der in Mineralogie oder Geographie verbunden ist, doch mindestens abwechselnd von dem Geologen und dem Vertreter des betreffenden Faches abgehalten werden.

5. Es ist anzustreben, daß tunlichst bald an allen deutschen Hochschulen getrennte Lehrstühle und Institute für Geologie und für Mineralogie errichtet werden. Denn ein einziger Lehrer kann heute beide Fächer nicht mehr beherrschen. Ebenso sollte an allen Hochschulen mindestens alle 2 Jahre eine Vorlesung über praktische Geologie abgehalten werden.

Die hier vorgeschlagenen Maßnahmen würden in kurzer Zeit eine ausreichende Zahl gut geschulter Geologen gewährleisten. Voraussichtlich dürften unsere Vorschläge auch von Militärbehörden unterstützt werden. «

Deutsche Geologische Gesellschaft. Prof. BEŁOWSKY-Berlin, stellv. Vorsitzender.	Geologische Vereinigung. Prof. KAYSER-Marburg, Vorsitzender.
Oberrheinischer geologischer Verein. Prof. SAUER-Stuttgart, Vorsitzender.	Niederrheinischer geologischer Verein. Prof. STEINMANN-Bonn, Vorsitzender.
Niedersächsischer geologischer Verein. Prof. SCHÖNDORF-Hannover, Vorsitzender.	

Auf diese Eingabe sind bis jetzt folgende Antworten eingegangen:

Der Minister
der geistlichen Unterrichts-Angelegenheiten
U II Nr. 1454 U I 1.

Berlin W 8, den 17. Dezember 1917.

Auf die mir durch gefälliges Schreiben vom 17. September 1917 mitgeteilte Eingabe mehrerer geologischer Vereine übersende ich Euer Hochwohlgeboren ergebenst einen Abdruck einer von mir heute erlassenen Verfügung, betreffend Förderung des geologischen Unterrichts an den höheren Schulen in Preußen. Durch die darin getroffenen Anordnungen dürfte, soweit es die Rücksicht auf die allgemeinen Zwecke der Schule gestattet, den Wünschen der geologischen Vereine im wesentlichen entsprochen sein. Ich weise ergebenst darauf hin, daß es nach § 42 Abs. 4 der in dem Erlasse bezeichneten Prüfungsordnung zulässig ist, die Prüfung in Mineralogie und Geologie auf zwei Prüfende zu verteilen.

Dem in Nr. 5 der Eingabe ausgesprochenen Wunsche nach Errichtung getrennter Lehrstühle für Mineralogie und Geologie ist an den preußischen Universitäten bereits seit einiger Zeit entsprochen.

Euer Hochwohlgeboren ersuche ich ergebenst, die Mitunterzeichner der Eingabe hiervon gefälligst in Kenntnis zu setzen.

SCHMIDT.

An
den Vorsitzenden der Geologischen Vereinigung, ordentl.
Professor Herrn Geh. Regierungsrat Dr. E. KAYSER
Hochwohlgeboren

Marburg.

Der Minister
der geistlichen und Unterrichts-Angelegenheiten
U II. Nr. 1454 U I. 1.

Berlin W 8, den 17. Dezember 1917.

Die erhöhte Bedeutung, die die Geologie im wirtschaftlichen Leben der Gegenwart gewonnen hat, läßt es begründet erscheinen, die Grundzüge dieser Wissenschaft mehr als bisher im Unterricht der höheren Lehranstalten aller Art zu berücksichtigen. Da es nicht möglich ist, besondere Wochenstunden für Geologie in den Lehrplan einzusetzen, wird darauf Bedacht zu nehmen sein, Anregungen zu geologischen Beobachtungen und zur Aneignung geologischer Kenntnisse auf Ausflügen zu geben, die mit den Schülern der einzelnen Klassen an schulfreien Nachmittagen mehrmals im Laufe des Schuljahres in die nächste Umgebung des Schulortes veranstaltet werden. Auch die üblichen Klassenausflüge in die weitere Umgebung werden dem geologischen Unterricht durch Hinweis auf das zu beobachtende Anschauungsmaterial nutzbar gemacht werden können.

Daneben wird der erdkundliche und der naturwissenschaftliche Unterricht es sich angelegen sein lassen, die durch unmittelbare Anschauung gewonnene Ein-

sicht in die geologischen Erscheinungen und die Bekanntschaft mit den wichtigsten Mineralien und Gesteinen der Heimat zu vertiefen. Der erdkundliche Unterricht bietet mannigfaltige Gelegenheit auf die Zusammenhänge zwischen den Landschaftsformen und den erdgeschichtlichen Ursachen hinzuweisen. Dem naturwissenschaftlichen Unterricht der unteren Klassen liegt es ob, nicht nur mit den Tieren und Pflanzen, sondern auch mit den wesentlichen Bestandteilen des heimatischen Bodens, soweit sie volkswirtschaftlich von Bedeutung sind, sowie mit den wichtigsten Erscheinungen der allgemeinen Geologie (Kreislauf des Wassers u. ä.) bekannt zu machen. Dazu gibt in den mittleren Klassen die Behandlung der niederen Pflanzen und Tiere und der Rückblick auf das gesamte Tier- und Pflanzenreich Veranlassung, auf die einfacheren paläontologischen Tatsachen einzugehen. In den oberen Klassen wird es dem Chemieunterricht zufallen, in Anknüpfung an die bis dahin gesammelten Einzelkenntnisse einen zusammenfassenden und vertieften Überblick über die Grundzüge der allgemeinen und historischen Geologie zu geben (Wirkung des Wassers, des Eises, des Windes, gesteinsbildende Tätigkeit der Pflanzen und Tiere. Vulkanische Erscheinungen, Gebirgsbildung, Leitfossilien, Geographische Verbreitung der Formationen, besonders in Deutschland und Mitteleuropa.)

Bei den durch die Erlasse vom 14. September 1908 — U II 2744 — und vom 10. November 1915 — U IV 6071 — angeordneten Übungen im Lesen von Meßtischblättern und im Entwerfen von Kartenskizzen und Geländeaufnahmen ist auch der Gebrauch von geologischen Karten zu üben.

Um den Unterricht in der Geologie möglichst nutzbringend zu gestalten, ist es erforderlich, daß an jeder Anstalt von den Lehrern der Naturwissenschaften und der Erdkunde gemeinsam eine Stoffverteilung ausgearbeitet wird, die den an der Schule vorhandenen Lehrkräften und den wirtschaftlichen und Bodenverhältnissen des Schulortes angepaßt ist.

Bei diesem Anlaß weise ich darauf hin, daß durch die Ordnung der Prüfung für das Lehramt an höheren Schulen vom 28. Juli 1917 die Möglichkeit geboten ist, eine Lehrbefähigung in »Mineralogie und Geologie« zu erwerben. Falls ein Oberlehrer oder Kandidat des höheren Lehramts beabsichtigen sollte, diese Lehrbefähigung nachträglich zu erwerben oder seine geologischen Kenntnisse durch Studium an einer Universität zu erweitern, bin ich bereit, soweit es das Schulinteresse gestattet und die Persönlichkeit eine erfolgreiche Ausnützung des Studiums für die Schule gewährleistet, dieses Vorhaben durch Erteilung des dazu erforderlichen Urlaubs, gegebenenfalls bei Oberlehrern an staatlichen höheren Lehranstalten durch eine Beihilfe zu den Vertretungskosten zu fördern. gez. SCHMIDT.

An die Königl. Provinzialschulkollegien.

K. bayerisches Staatsministerium des Innern für
Kirchen- und Schulangelegenheiten.

München, den 21. September 1917.

Euer Hochwohlgeboren behre ich mich auf die geschätzte Einsendung vom 17. ds. Mts. ergebenst zu erwidern, daß die von der geologischen Vereinigung aufgestellten Grundsätze in Bayern im wesentlichen sowohl beim Erlasse der Prüfungsordnung für das Lehramt an den höheren Lehranstalten im Jahre 1912 (Verordnung vom 4. September 1912) wie der Schulordnung an den höheren Lehranstalten im Jahre 1914 (Verordnung vom 30. Mai 1914) schon Berücksichtigung gefunden haben.

Die Anwärter für das Lehramt der Chemie, der Biologie und der Geographie werden nämlich schriftlich und mündlich durch einen Hochschulprofessor aus der Geologie eingehend geprüft, und in den Lehrplänen der höheren Lehranstalten wurde die Geologie tunlichst berücksichtigt. Es ist dies namentlich bei den Oberrealschulen der Fall, in deren Oberklasse als Abschluß der Naturkunde Anthropologie und Geologie in 1 Wochenstunde gelehrt werden.

Den sonstigen Anregungen wird nach Möglichkeit Rechnung getragen werden.
Ich darf einladen, von dem Inhalte der angeführten bayerischen Schulvorschriften unmittelbar Kenntnis zu nehmen.

Dr. v. KNILLING.

An

den Vorsitzenden der geologischen Vereinigung Herrn
Professor KAYSER Hochwohlgeboren

Marburg.

K. Württ. Ministerium des Kirchen- und Schulwesens.

Stuttgart, den 21. September 1917.

Euer Hochwohlgeboren

beehre ich mich in Vertretung des beurlaubten Herrn Staatsministers für die Über-
sendung der Eingabe der geologischen Gesellschaften Deutschlands, von der das
Ministerium mit besonderem Interesse Kenntnis genommen hat, verbindlich zu
danken.

Mit vorzüglicher Hochachtung

Präsident

BÄTZ.

An

Seine Hochwohlgeboren Herrn Professor E. KAYSER
Marburg (Bez. Cassel).

Ersatz der Bogenlampe durch Halbwattlampe zu Projektionszwecken.

Von G. Steinmann.

Der Gebrauch der bisher üblichen Bogenlampen für Projektionszwecke ist bekanntlich mit gewissen Unzuträglichkeiten verknüpft. Man ist an Gleichstrom gebunden, die Lampe erfordert auch bei Selbstregulierung stets eine gewisse Wartung, die Kohlen müssen nach etwa 1—1½stündigem Gebrauch erneuert werden, und jeder Fehler im Kohlenstifte, auch die Verwendung nicht genau passender Kohlen, verursacht unruhiges Brennen. Alle diese Mängel fallen bei der neuen Wotan-Halbwatt-Projektionslampe fort, wie sie z. B. von der Deutschen Gasglühlicht-Aktiengesellschaft (Auergesellschaft) in Berlin und von Siemens-Schuckertwerken, Siemensstadt bei Berlin, geliefert werden. Da diese Lampe die frühere Bogenlampe für den geologischen Unterricht in den meisten Fällen vorteilhaft ersetzen kann, so halte ich es für nützlich, meine Erfahrungen darüber mitzuteilen.

Zunächst einiges über ihre Vorzüge. Wo Wechselstrom allein zur Verfügung steht, bedeutet der Gebrauch der Wotanlampe vor allem eine große Ersparnis. Denn die kostspielige Transformatoreinrichtung, die noch dazu durch ihr Geräusch stark belästigt, fällt ganz fort. Die Lampe brennt mit Wechselstrom genau so gut wie mit Gleichstrom. Dadurch dürften etwa 1000 M. in der Anlage erspart werden. Zugleich wird auch der Strom erspart, der durch Umformung des Wechselstroms in Gleichstrom verloren geht. Ferner fällt jede besondere Bedienung der Lampe fort; sie wird wie jede gewöhnliche Fadenlampe ohne jede Regulierung aus- und eingeschaltet, und es kann sie Jeder ohne besondere Anweisung bedienen. Einmal eingesetzt, braucht sie monatelang überhaupt keine Wartung. Da sie vom Augenblick des Einschaltens an sofort mit voller Lichtstärke und ruhig leuchtet, kann sie ohne Schädigung des Zweckes beliebig oft ein- und ausgeschaltet werden, und dadurch wird ein Höchstmaß von Stromersparnis erreicht.

Diesen sehr erheblichen Vorteilen stehen freilich auch gewisse, wenn auch wenig bedeutsame Nachteile und Beschränkungen gegenüber. Diese liegen einerseits in der großen Wärmeentwicklung, andererseits in der Beschränkung der Lichtstärke.

Die Lampe strahlt eine größere Wärme aus als eine Bogenlampe von gleicher Lichtstärke. Sie muß deshalb in einem luftigen Gehäuse aufgehängt werden. Für eine Lampe von 1500 Watt, die bei 11 Ampère 4000 Kerzen ausstrahlt und die einen Durchmesser von 170 mm besitzt, verwende ich ein Eisenblechgehäuse von 370×370 Grundfläche und 480 mm Höhe, ungerechnet den Fuß. Im Boden und im Dache des Gehäuses befinden sich breite, abgeblendete Schlitze, damit möglichst viel Luft an der Lampe vorüberstreichen kann. Auf derjenigen Seite des Gehäuses, die dem Bedienenden zugekehrt ist, wird eine Asbestplatte aufgeheftet, um die Wärmestrahlung zu verringern. Noch besser wäre es, wenn Innen- und Außenseite des Gehäuses mit Asbest bekleidet würden. Wenn der zur Projektionseinrichtung gehörige Wasserkühler zwischen den Linsen nicht ausreicht, um eine zu starke Erhitzung der Linsen und des Lichtbildes zu verhindern, kann man im Gehäuse vor der Lampe noch einen zweiten anbringen. Diese Einrichtung habe ich besonders brauchbar gefunden, weil dann alle Linsen vor zu starker Erhitzung geschützt sind. Ein zweiter Kühler zwischen den Linsen ist nach meiner Erfahrung dann eigentlich unnötig; er schluckt nur Licht. Mit dieser einfachen und billigen Aufmachung läßt sich der Übelstand der Wotanlampe auch bei längeren Vorführungen leicht beseitigen, vorausgesetzt, daß die Lampe stets ausgeschaltet wird, wenn man sie nicht benötigt, also womöglich nach Vorzeigung einiger Bilder für kurze Zeit. Will man sie lange Zeit (über $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Stunden ununterbrochen benutzen, so tut man gut, mit Wasserspülung zu arbeiten.

Die Lichtstärke der Lampe ist wie gesagt geringer als die der gebräuchlichen Bogenlampen. Aber dieser Übelstand macht sich nur bei sehr dichten Lichtbildern und auch bei diesen nur im geringen Maße geltend. Obgleich die von mir benutzte Lampe 12 m vom Schirme entfernt steht, hat sich das Licht bei der Verwendung von $12\frac{3}{4}$ Ampère doch fast immer ausreichend erwiesen. Brennt man sie nur mit der normalen Lichtstärke, die $11\frac{1}{2}$ Ampère entspricht, so muß sie dem Schirme näher gerückt werden, oder dichte Bilder werden nicht genügend durchleuchtet. Eine Überspannung der Lampe zur Erzielung größerer Lichtstärke bringt allgemein zwei Übelstände mit sich. Einmal verkürzt sich die Brenndauer der Lampe, die auf 600 Stunden berechnet ist, entsprechend der Erhöhung der Spannung. Andererseits verdampft das Wolframmetall des Leuchtkörpers und schlägt sich auf der Glaswand nieder. Dadurch wird die Lichtstärke herabgemindert, und die Lampe muß schon nach kürzerer Zeit durch eine neue ersetzt werden. Meiner Erfahrung nach wiegen diese Nachteile nicht schwer, wenn die Spannung nicht über 13 (statt $11\frac{1}{2}$) Ampère hinausgeht. Denn mit der Spannung von $12\frac{3}{4}$ Ampère hat die Lampe während eines Semesters kaum an Leuchtkraft eingebüßt und zeigt nur einen ganz geringfügigen Beschlag am Halse, der nicht weiter stört. Und wenn bei dieser Überspannung von $1-1\frac{1}{4}$ Ampère die Lampe wirklich nach 1 Jahre, d. h. nach etwa 150 statt nach 600 Brennstunden durch eine neue ersetzt werden müßte, so kommt die Ausgabe von etwa 50 M. gegenüber den großen Vorzügen in der Bedienung und der Ersparnis an Kohlenstiften (und bei Wechselstrom in der Ersparnis an Kraft durch Fortfall des Transformators) nicht in Betracht.

Braucht man aber eine stärkere Lichtquelle, so empfiehlt sich eine größere Lampe zu verwenden. Solche werden von der Deutschen Gasglühlichtgesellschaft bis zu 6000 Kerzen bei 130 Volt hergestellt; sie haben aber den Nachteil eines viel größeren Durchmessers (240 mm gegen 175 mm) und einer sehr beträchtlichen Wärmeentwicklung. Für Projektion mit auffallendem Licht oder für optische und mikroskopische Bilder dürften sie aber wohl unentbehrlich sein. Doch fehlt mir darüber jede Erfahrung.

Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen u. mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im W.-S. 1917/18.

Abkürzungen: Geol. = Geologie; g. = geologisch; Pal. = Paläontologie; p. = paläontologisch; Petr. = Petrographie; petr. = petrographisch; Min. = Mineralogie; m. = mineralogisch; Üb. = Übungen; Anl. = Anleitung zu selbständigen Arbeiten; Exk. = Exkursionen; Coll. = Colloquium.

1. Universitäten.

A. Deutschland.

Berlin: POMPECKJ: Bau und Entstehung der Gebirge 1, Allgemeine Pal. und Geschichte der Tierwelt (in Verbindung mit Üb. und Besprechungen) 6; POMPECKJ und HAARMANN: Anl., Coll.; HAARMANN: G. Grundlagen des deutschen Wirtschaftslebens, mit Besprechungen und Üb. 2, Exk.; TANNHÄUSER: Lagerstättenlehre 2; — LIEBISCH: Physikalisch-chemische Mineralogie 4, Die Anordnung der Atome in Krystallen 1, Anl. (Min., Petr., Krystallographie); BELOWSKY: Petr. (Übersicht über das Gesamtgebiet); FOCK: Elemente der Krystallographie 1.

Bonn: STEINMANN: Allgemeine Geol. 5, Geschichte der Säugetiere 1, Üb., Anl., Coll.; POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen mit Demonstrationen und Ausflügen (nach seinem gleichnamigen Leitfaden) 1, Exk.; TILMANN: Repetitorium der Geol. mit Üb. 3, Geol. der Erzlagerstätten 2; — BRAUNS: Min., allgemeiner Teil (Krystallographie, Kristallphysik, Mineralchemie) 3, Präzisieren, Zeichnen und Berechnen von Kristallen mit Üb. 2, Üb., Anl.

Breslau: SACHS, DYHRENFURTH, MEYER: Coll.; MEYER: G. Landeskunde von Schlesien, mit einer Einleitung über Kriegsgeologie mit Lichtbildern und Exk. 1, G. Landeskunde von Deutsch-Ostafrika 1, Wesen und Wirkung der Gletscher 1; — MILCH: Eigenschaften und Vorkommen der wichtigeren Mineralien 5, Gesteinskunde 3, mit Üb.; MILCH, SACHS, BEUTELL: Anl. (Krystallographie, Min., Petr., Mineralchemie); SACHS: Grundriß der allgemeinen Min. 1; BEUTELL: Ausgewählte Kapitel aus der physikalisch-chemischen Min. 1, Bodenkunde und Bodenbeurteilung 2.

Erlangen: LENK: Allgemeine und spezielle Min. 5, m. Üb., Anl. (Min. u. Petr.), Coll.; LENK und KRUMBECK: Üb. in der makroskopischen Gesteinsbestimmung, Anl. (Geol.); KRUMBECK: Pal. der Wirbellosen 2, p. Üb., Anl. (Stratigraphie u. Pal.).

Frankfurt: BOEKE: Krystallographie und allgemeine Min. 4, Vulkanismus 1, m. Üb., Anl. (Min., Petr.); DREVERMANN: Allgemeine Geol. 4, Das rheinische Schiefergebirge 1, Anl., Coll.

Freiburg: DEECKE: Allgemeine Geol. 5, g.-p. Üb., Anl.; OSANN: Allgemeine Min. 5, m. Üb., Anl. (Min., Petr.); DENINGER: Pal. der Wirbellosen; SOELLNER: Neuere Arbeiten aus dem Gebiet der Petr.; WEPFER: Geol. von Europa.

Gießen: KAISER: Allgemeine Geol. 4; m.-petr. Üb., Anl.; MEYER-HARASSOWITZ: Grundlagen der Pal. 2, Die Klimazonen der Verwitterung 1, G. und agronomische Karten 2; SIEVERS: Allgemeine Geographie, I. Teil: Die das Festland gestaltenden Kräfte 4.

Göttingen: STILLE: Historische Geol. 4, Üb., Anl.; STILLE, SALFELD, FREUDENBERG: Coll.; KLUTE: Morphologie der Erdoberfläche 2.

Greifswald: JAEKEL: Allgemeine Geol. 4, Pal. der Wirbeltiere 2, Grundlagen und Probleme der Entwicklung 1, Anl.; JAEKEL, PHILIPP, KLINGHARDT: g.-p. Üb.; PHILIPP: Geol. der deutschen Mittelgebirge 2, Üb. zur Geol. von Europa 2; KLINGHARDT: Pal. der Mollusken 2, Üb. im Bestimmen von Leitfossilien 1.

Halle: WALTHER: Grundzüge der Geol. 4, Anl. zum Studium der Schausammlungen, g. Üb. mit Üb. im Kartenlesen, Anl.

Heidelberg: SALOMON: Geol. (innere Dynamik und Überblick über die Erd-

geschichte 5, g.-p. Üb., Anl. (Geol., Pal.); WÜLFING: Allgemeine Min. 4, Petr. I (Methoden und gesteinsbildende Mineralien) 2, m. Üb., Anl. (Min., Petr.); GOLDSCHMIDT: Über Messen, Zeichnen und Berechnen der Kristalle mit Üb. 2, Üb. im Bestimmen der Mineralien, Lötrohranalyse 2, Anl. (Min., Kristallographie).

Jena: LINCK: Min. 4, m. Üb., Anl. (Min., Petr., Geol.); LINCK und v. SEIDLITZ: Coll.; v. SEIDLITZ: Regionale Geol. 2, Die fossilen Wirbeltiere Thüringens 1, g.-p. Üb., Anl. (Geol., Pal.).

Kiel: JOHNSEN: Die wichtigsten Mineralien 5, Allgemeine Geol. nebst Petr. 2, m. Üb., Anl., m. Coll.; WÜST: Erdgeschichte 4, g.-p. Üb., Anl. (Geol., Pal.), g. Coll.; MECKING: Morphologie der Erdoberfläche 3.

Königsberg: BERGEAT: Min., Gold- und Eisenländer 1, m. Üb., Unterweisung Fortgeschrittener in der Behandlung der Sammlungen und Instrumente; FRIEDERICHSEN: Über Küsten und über das Werden und Vergehen ihrer Formen 1; ANDRÉE: Allgemeine Geol. 4, Pal. nebst Paläobiologie insbesondere der Wirbellosen 3, Über die Lagerstätten und Vorräte von Kohle und Petroleum im europäischen Rußland 1, g. und p. Üb., Anl. (Geol., Pal.), g. und p. Coll.

Leipzig: KOSSMAT: Allgemeine Geol. 4, Geol. von Sachsen 2, g. Üb., Anl. (Geol. und Pal.); FELIX: Pal. der Fische, Amphibien und Reptilien 1, p. Üb.; — RINNE: Min. 6, m. und petr. Üb., Anl. (Min. und Petr.); NIOGLI: Physikalisch-chemische Min. und Petr. I 2, Makroskopisches Mineral- und Gesteinsbestimmen 1; REINISCH: Petr. Provinzen 2; BERGT: Deutschlands Metall- und Erzversorgung 1, Vulkanologie, mit Vorführungen im städtischen Museum für Völkerkunde 1.

Marburg: CLOOS: Bau und Entstehung der Gebirge 2, Praktische Einführung in die Geol. 2; BAUER: Spezielle Min. 3, Anleitung zur Benutzung der Lehrmittelsammlung; WEIGEL: Allgemeine Min. und Kristallographie I 4, Grundzüge d. Mineralsynthese I, m. Üb., Anl.; SCHULTZE JENA: Morphologie der Erdoberfläche 4.

München: ROTHPLETZ: Die Entfaltung des Tier- und Pflanzenreiches im Laufe der g. Perioden 4, Tektonische Geol. 1, g. Coll.; ROTHPLETZ und BROILI: g.-p. Üb., Anl. (Geol., Pal.); STROMER VON REICHENBACH: Pal. der Evertibraten ausschließlich der Mollusken und Molluskoideen 2, p. Praktikum Üb. in den Präparations- und Untersuchungsmethoden 2; BROILI: Pal. der Evertibraten: Mollusken und Molluskoideen mit bes. Berücksichtigung der Leitfossilien 2, Geol. von Bayern 1; DACQUÉ: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie 2, Biologie der fossilen wirbellosen Tiere 1, Einführung in die Erdgeschichte 1; LEUCHS: Geol. und Morphologie der Balkanhalbinsel und Vorderasiens 1, Geol. der Wüsten 1; BODEN: Geol. d. Mittelmeerländer 1. — v. GROTH: Physikalische und chemische Kristallographie 4 mit Üb., Anl. (Min. und Kristallographie); GROTH und GOSSNER: Kristallographisches Praktikum; WEINSCHENK: Allgemeine und spezielle Petr. 4, Lagerstättenlehre 1; Nutzbare Mineralien und Gesteine 2, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops 2, Anl. (Petr.); GOSSNER: Die Entstehung wichtigerer Mineralagerstätten mit besonderer Betonung der physikalisch-chemischen Grundlagen 1.

Münster: BUSZ: Allgemeine Min. mit Kristallographie 2, kristallographische, m. und petr. Üb., Anl.; WEGNER: Erdgeschichte 4, g. Üb.

Rostock: GEINITZ: Geol. 6, m.-g. Praktikum.

Straßburg: WILCKENS: Allgemeine Geol. 3, Praktische Einführung in die Versteinerungskunde 2, Anl. (Geol., Pal.), Coll.; BÜCKING: Kristallographische und m. Üb.; HECKER: Ausgewählte Kapitel aus der Physik des Erdkörpers 1; KESSLER: Die nutzbaren Ablagerungen Deutschlands 2, Geol. Südwestdeutschlands 2, Repetitorium der Stratigraphie 2.

Tübingen: v. HUENE: Die fossilen Amphibien und Reptilien 1; NACKEN: Min. 4, Die wichtigsten Erzlager Deutschlands 1, m. Üb., Anl. (Min., Petr.); LANG: Oxydation, Zementation und Verwitterung der Gesteine 2, Beziehun-

gen zwischen Vulkanismus, Tektonik und Erdbeben 1; SCHMIDT: Urgeschichte und Abstammung des Menschen 2; SOERGEL: Praktische Geol. 2, Die Säugetiere des Eiszeitalters 2.

Würzburg: BECKENKAMP: Min., spezieller Teil 4, Geometrische Kristallographie mit Üb. 2, Anl.

B. Österreich.

Graz: HILBER: Geol. und Pal. der Formationen bis ausschließlich Känozoikum 3, Erläuterungen der g. Abteilung im Joanneum 1, g.-p. Üb.; HILBER und HERITSCH: Anl. (Geol., Pal.); SCHARIZER: Allgemeine Min. 5, m. Üb., petr. Üb., Repetitorium aus der Min.; HERITSCH: Grundzüge der dynamischen und stratigraphischen Geol. mit bes. Berücksichtigung der Alpen, in gemeinverständlicher Darstellung, den Bedürfnissen von Bergsteigern angepaßt, I. Teil 2; SPENGLER: Grundzüge der Paläogeographie 1.

Innsbruck: BLAAS: Bau und g. Geschichte der Tiroler Alpen 5, Demonstrationen und Col. 2; CATHREIN: Allgemeine und spezielle Mikromineralogie 4, Über physikalische Mikrotachydiagnose 1, Mikromineralog. u. petr. Üb., Anl. (Mikromineralogie, Petr.).

Prag: WÄHNER: G. Bau der böhmischen Masse I 3, Grundzüge der Zoopaläontologie I 2, g. und p. Üb., Anl.; KRASSER: Grundzüge der Phytopaläontologie 2; PELIKAN: Mineralogie I. Teil: Morphologie und Mineralphysik 5, m. Üb., Anl. (Min.).

Wien: SUSS: Allgemeine Geol. I. (Dynamische Geol.) 5, g. Üb., Anl., Fortschritte der Geol. in Referaten; DIENER: Allg. Pal. I. Evertabrata 5, Anl.; DIENER und ARTHABER: p. Üb.; ABEL: Die Stämme der Wirbeltiere 5; ARTHABER: Die Entwicklung der Reptilien 2; SCHAFFER: Historische Geol. (Erdgeschichte) 4; BECKE und BERWERTH: m. Üb., Anl. (Min.), Fortschritte der Petr. in Referaten; BERWERTH: Petr. Üb. für Mineralogen, Geologen und Petrographen; DOELTER: Allg. Min. 5, Anl.; DOELTER und LEITMEIER: Min. Üb.; DITTLER: Einführung in die Mineralchemie 2; LEITMEIER: Edelsteinkunde 2.

C. Schweiz.

Basel: SCHMIDT: Min. 5, Coll.; SCHMIDT und PREISWERK: m. Üb.; SCHMIDT, PREISWERK, BUXTORF: Anl.; PREISWERK: Optische Untersuchung der Mineralien 2, Bestimmungsübungen (Lötrohrpraktikum) 3; BUXTORF: Pal. der Wirbellosen (Cephalopoden—Arthropoden) 1, p. Üb., Exk.

Bern: HUGI: Petr. I 2, Vulkanismus 2, Ausgewählte Kap. aus der Petr. der Alpen 1, m.-petr. Üb., Anl. (Min., Petr.); HUGI und ARBENZ: M.-g. Referierabend; ARBENZ: Allgemeine Geol. 3, Einführung in die Pal. der Wirbellosen (Leitfossilien) 1, G., Geschichte und Bau der Alpen 2, g. Üb., Anl. (Geol.), Exk.; NUSSBAUM: Einführung in die Morphologie des Landes 1.

Zürich: SCHARDT: Allgemeine Geol. 4, Repetitorium 1, g. Üb., Anl. (Geol.), Coll.; HESCHELER: Pal. der Säugetiere 2; ROLLIER: Petrefaktenkunde mit Üb.: Echinodermen 2, Stratigraphie der Trias- und der Dyasformation 2; — GRUBENMANN: Min. 4, Üb. im Mineralbestimmen 2, m.-petr. Üb., Anl. (Min., Petr., Mineralchemie), makroskop. Gesteinsbestimmen.

2. Technische Hochschulen.

A. Deutschland.

Aachen: DANNENBERG: Allgemeine Geol., Elemente der Min. und Geol.; KLOCKMANN: Min., m. Üb., Anl. (Min., Petr., Erzlagerstätten); SEMPER: Versteinerungskunde, p. Üb., g. Coll.

Berlin: HRSCHWALD: Kristallographie und Min. 2, Allgemeine Min. 1, m. Üb.; TANNHÄUSER: Lagerstättenlehre (Lagerungsformen, Bildung und Vorkommen der Erz- und Kohlenlagerstätten 2). In der Abt. f. Bergbau: RAUFF: Formationslehre m. Üb. 6; SCHEIBE: Min. 3, m. Üb.; BEYSCHLAG: Lagerstättenlehre I (Kohlen, Salze, Erdöl) 3; KEILHACK: Grundwasser- u. Quellenkunde 2; GOTHAN: Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt 1; KÜHN: Petr. 2, petr. Üb., Die g. Spezialkarte und ihre Benutzung (Kartenkonstruktionen) 1; MICHAEL: Geol. Deutschlands mit bes. Berücksichtigung d. nutzbaren Lagerstätten 2; BÄRTLING: Die Lagerstätten der nicht

metallischen nutzbaren Mineralien 1; **FINCKH:** Methoden der Gesteinsuntersuchung 1; **WEISSERMEL:** Geol. der deutschen Braunkohlengebiete 1; **HARBORT:** Ausgewählte Kapitel a. d. Pal., mit bes. Berücksichtig. der für die Geol. Deutschlands wichtigsten Leitfossilien, nebst Anleitung zu deren Bestimmung 1.

Breslau: **MILCH:** Grundzüge der Min., Spezielle Min.; **SACHS:** Ausgew. Abschn. a. d. allgem. Min.

Danzig: **STREMMER:** Min. u. Petr. 4, Geol. des norddeutschen Flachlandes 1, Üb., Anl.

Darmstadt: **KLEMM:** Einführung in die Gesteinslehre I 2; **STEUER:** Technische Geol. I und II, g. und p. Üb.; **GREIN:** Morphologie der Erdoberfläche.

Dresden: **KALKOWSKY:** Geol. und Min. 5, m. Üb., Die Lagerstätten unserer Mineralien 1.

Hannover: **ERDMANNSDÖRFER:** Grundzüge der Min. 2, Kristallographie 2, Geol. II 1, m. und petr. Üb.; **ERDMANNSDÖRFER** und **SCHÖNDORF:** Technisch-petr. Üb. 1; **HOYER:** Praktische Geol. I 2, Praktische Pal. 2; **SCHÖNDORF:** Geol. und gerichtliche Rechtsprechung 1.

Stuttgart: **SAUER:** Min. 3, Gesteinskunde 2, Geol. von Württemberg 2, Mineral- und Bodenschätze der Balkanländer und Vorderasiens 1, m.-geol. Üb., Anl.; **M. SCHMIDT:** Üb. im Bestimmen der Versteinerungen 2.

* * * * *

Landwirtschaftl. Hochschulen.

Berlin: **FLIEGEL:** Geol. 2, Min. und Gesteinskunde 2, Exk.; **SCHUCHT:** Einführung in die Bodenkunde 2, Ausgew. Abschnitte aus der Bodenkunde 2.

Hohenheim: **PLIENINGER:** Geol. I 3, Grundzüge der Min. 1, m. Üb.

Poppelsdorf: **BRAUNS:** Geognosie 2, m. Üb., Exk.

Weihenstephan: --

* * * * *

Die Forstakademien Eberswalde, Müden, Tharandt sind während des Krieges geschlossen. Die F. Eisenach ist dauernd aufgehoben.

* * * * *

Bergakademien.

Clausthal: geschlossen.

Freiberg: **BECK:** Geol., Versteinerungslehre, Lagerstättenlehre, Mikroskopische Untersuchung der gesteinsbildenden Mineralien, Geol. von Sachsen, Üb.; **STUTZER:** Kohle und Petroleum; Graphit, Diamant u. Schwefel, Üb. im g. Kartieren.

* * * * *

Kolonialinstitut Hamburg: **GÜRICH:** Die g. Verhältnisse der deutschen Schutzgebiete 1.

Akademie Posen: **MENDELSONN:** Min. Üb.

B. Österreich.

Brünn: **RZEHAJ:** Min. 3, Geol. I 3, Üb.; **OPPENHEIMER:** Pal. 1.

Graz: **TORNQUIST:** Min. 2, Geol. 1: Allgemeine und angewandte Geol., Das Auffinden und die Begutachtung technisch wertvoller Minerallagerstätten 1, m. Üb., g. Üb.; **MOHR:** Gesteinsbildende Mineralien unter bes. Berücksichtigung der modernen Untersuchungsmethoden 2.

Prag: **REDLICH:** Min. 3, Geol. I. 3, m. Üb.; **GROSSPIETSCH:** Die gesteinsbildenden Mineralien 1.

Wien, Hochschule für Bodenkultur: **ZU LEININGEN-WESTERBURG:** Forstliche Bodenkunde 2.

Leoben, Montanistische Hochschule: **GRANIGG:** Min. 3, Petr. 2, m. und petr. Üb.; **SCHMIDT:** Geol. 2, Pal. 2, Lagerstättenlehre 3.

Příbram, Montanistische Hochschule: **RYBA:** Min., Petr., Geol., Pal. Lagerstättenlehre, Üb.

C. Schweiz.

Zürich: **SCHARDT:** Allgemeine Geol., Anl. (Geol.), g. Coll.; **GRUBENMANN:** Min., m.-petr. Üb., Makroskopisches Gesteinsbestimmen, Anl. (Min., Petr.), Üb. im mineral-chemischen Laboratorium; **ROLLIER:** Petrefaktenkunde mit Üb., Stratigraphie der Trias- und Dyasformation.

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

E. C. ABENDANON, Die Großfalten der Erdrinde. Mit einer Vorrede von Dr. K. OESTREICH. Leiden 1914.

Das frisch und ohne allen Autoritäts-glauben geschriebene, aber mit ausführlichen Zitaten stark überlastete Buch behandelt die epirogenetischen Aufwölbungen oder Verbiegungen, deren Vorhandensein zwar allgemeiner bekannt ist, als der Verfasser anzunehmen scheint.

Im ersten Abschnitt beschäftigt sich ABENDANON mit einigen Hypothesen der genetischen Tektonik. Er bekämpft zunächst SUSS' Vorstellung von tangential wirkenden Kräften in der Erdrinde, namentlich einen einseitigen Tangentialschub. »Es müßte«, meint er, »bei diesem dann doch ein Stück Erdrinde z. B. hinter den Alpen sein, das die Alpen vorwärts geschoben hat, und so könnte man um den ganzen Erdball herumgehen«. Sodann tritt er in eine ausführliche Kritik der RICHTHOFEN'schen Zerrungshypothese ein, die, wie er meint, ihren Urheber selbst nicht recht befriedigt hat. ABENDANON wundert sich, daß diese Hypothese allgemein angenommen sei, statt scharfe Kritik zu finden. Aber wer sagt denn, daß sie allgemein angenommen ist? Schon LORENZ hat die Erscheinungen in Ostasien ganz anders erklären wollen. ABENDANON meint, daß es nur eine Kraft gibt, die die Bewegungen in der Erdrinde erzeugt, nämlich die Schwerkraft. In mechanischer Hinsicht ist die Erdkruste heterogen zusammengesetzt. Die größeren, stärkeren und schwereren Blöcke sinken in die Tiefe und lassen die kleineren, schwächeren und leichteren Teile zurück oder drängen sie nach oben hinaus. Infolge des zentripetalen Strebens aller Blöcke muß in der Tiefe zu Abnahme des Volumens führender Druck, in den oberen Teilen der zentrifugal ausweichenden Teile

der Erdrinde aber Volumenzunahme verursachender Zug herrschen. Neu können wir diese Vorstellung ABENDANONS nicht finden. Dieser Druck wirkt eben tangential, der seitliche Zusammenschub ist eine Folge des Strebens nach Absinken in gewissen Erdrindenteilen. Das Absinken ist eine Folge der Schwerkraft. Wenn die Geologen diese in der allverbreiteten Kontraktionshypothese enthaltenen Vorstellungen nicht jedesmal erwähnen, sondern ohne weiteres von tangentialen Druck sprechen, so schließt das doch nicht aus, daß eine Vorstellung zugrunde liegt, die mit der ABENDANON'schen im wesentlichen übereinstimmt. Auch wird allgemein angenommen, daß die Massen, die tangential gefaltet werden, zwischen starren Massen liegen, die wie die Backen eines Schraubstockes wirken. Daß die Erklärung in den Einzelheiten noch unvollkommen ist, wird niemand bestreiten. ABENDANON selbst nimmt einen tangentialen Druck an, der die kristallinen Schiefer steilgestellt haben soll.

Das einfachste Beispiel von Faltung sind nach ABENDANON die Falten des Roten Beckens von Sz'tschwan, die auf mehr als 250 km Länge im Streichen und im Querprofil tadellos regelmäßig sind. Diese Falten sind nach ABENDANON nicht durch einen tangentialen Schub, sondern dadurch entstanden, daß die beiden Synklinalen eine zentripetale Bewegung ausführten, während die Antiklinalen zentrifugal ausweichen, wodurch in ihnen Dehnung hervorgerufen wurde. Mit diesen einfachen Falten stimmen die Großfalten der Erdrinde in ihrem mechanischen Wesen überein.

Eine Großfalte ist eine Aufwölbung mit folgenden Eigenschaften: Ihre Struktur ist von der des Erdrinden-

teiles, den sie als Ganzes gefaltet hat, unabhängig. Ihre Bildung fällt ins Neogen (nicht Neogän, wie ABENDANON immer schreibt) und Quartär und setzt sich noch heute fort. Durch die in den äußeren Erdrindenteilen wirkenden Zugspannungen, der »antiklinalen Distraction« entstehen der Achse der Großfalte parallel laufende Grabensenkungen. Hiermit sind Erdbeben verbunden; auch äußert sich in dieser antiklinalen Zone der Großfalte der Vulkanismus.

Der Hauptteil des Buches enthält nun den Nachweis, daß solche Großfalten mit den von ABENDANON hervorgerufenen Eigenschaften in den verschiedensten Teilen der Erde vorkommen, nebst ihrer Beschreibung. Aus dem niederländisch-ostindischen Archipel werden so die Großfalten von Zentral-Celebes auf Grund eigener, die von Timor nach MOLENGRAAFS, die von Sumatra auf Grund der VOLZSchen Forschungen dargestellt. Die Großfalte des südwestlichen Deutschlands wird nach SUSS (der in dem deutsch geschriebenen Buch leider immer in der französischen Übersetzung zitiert wird) und JOHANNES WALTHER geschildert. Die Spezialliteratur über dies Gebiet, seine Aufwölbung und den Rheinalgraben (ich erinnere nur an die Schriften von WEVERKES) scheint ABENDANON unbekannt geblieben zu sein. Auch meine »Grundzüge der tektonischen Geologie« sind ihm offenbar entgangen. Sonst hätte er sich wohl an dieser Stelle mit mir über den Ausdruck »Großfalte« auseinandergesetzt, den ich vor ihm in diesem Buch (S. 3 und 11) gerade (zwar nicht für die Gesamtaufwölbung des oberrheinischen Gebirgssystems, aber) für die variscisch streichenden Aufwölbungen großen Maßstabes Vogesen—Schwarzwald und Hardt—Odenwald geprägt habe. Gerade angesichts dieser die Richtung der karbonischen Faltung innehaltenden Aufwölbungen muß darauf hingewiesen werden, daß die Großfalten doch nicht immer von der älteren Tektonik unabhängig sind; auch ist, gerade angesichts dieses Beispiels, hervorzuheben, daß die heute auf der Erde vorhandenen Großfalten auch schon vorm Neogen sich zu bilden begonnen haben können. Wenn

schließlich auch noch die Äußerung der vulkanischen Kräfte fehlen kann (wie in der Großfalte der Alpen; — die tertiären Stöcke führt wenigstens ABENDANON nicht als solche an), so bleiben als konstante Eigenschaften der ABENDANONSchen Großfalten nur noch die parallel zu den Großfaltenachsen laufenden Brüche und die damit verbundenen Erdbeben. Ungern vermißt man bei ABENDANON eine ausführliche Auseinandersetzung mit HAUGS Schrift über die Geosynklinalen.

ABENDANON bespricht nun weiter die Großfalte der Alpen, deren Längstäler er als durch Distraktionsrisse angelegt betrachtet, die skandinavische Großfalte, die Großfalten des Balkans, von Nord- und Süd-japan, von Formosa, des Gr. Chingan, des Jablonoi, Madagaskars und Ostafrikas. Auf das Vorhandensein von Großfalten im westlichen Nordamerika schließt ABENDANON aus der Darstellung BLACKWELDEBS im »Handbuch der regionalen Geologie«. Seit dem Quartär bestehen nach seiner Ansicht in diesem Gebiet zwei Großfalten: eine östliche vom Felsengebirge bis zur Sierra Nevada und, von dieser durch die Geosynklinale des kalifornischen Tales getrennt, eine westliche, die Küstenkette und Niederkalifornien.

Der letzte Abschnitt des Buches ist »Tektonische Schlußfolgerungen« überschrieben. Hier wendet sich ABENDANON zunächst noch einmal gegen den Horizontalschub. Namentlich die BUXTORESche Vorstellung, daß der Faltenjura eine gefaltete Abscherungsdecke, bei deren Entstehung keine Volumveränderung des Untergrundes eingetreten sein und der Druck von den Alpen ausgegangen sein soll, während das schweizerische Mittelland davon nicht betroffen wurde, lehnt er speziell energisch ab. Die Entstehung der Großfalten ist auf die Einschrumpfung der Erdkugel zurückzuführen. In den zentrifugal ausweichenden Rindenteilen zwischen den zentripetal vorangehenden Blöcken entsteht ein lockereres Gefüge und die Erscheinung des Massendefektes. Auch herrschen hier Zugspannungen, deren Größe aber von oben nach unten ab-

nimmt bis zu einer neutralen Fläche, unterhalb deren Druckkräfte auftreten. Die Grabensenkungen entstehen nur in den äußersten Teilen der Erdrinde, in der untersten Zone der Druckkräfte werden die Gesteine umgebildet zu fast senkrecht stehenden kristallinen Schiefern und Gneisen, was eine Art zentrifugaler Strömungserscheinung ist«. Hier möchte man den Verfasser mit seinen eigenen oft gebrauchten Worten fragen: Ist das eine Erklärung? Wie stellt er sich denn zu der Entstehung der liegenden Gneisfalten der penninischen Zone in den Alpen? ABENDANON zieht nun aus dem Vorhandensein und den Eigenschaften der Großfalten noch folgende Schlüsse: 1. Die Abkühlung der Erde ist ein fortdauernder Vorgang, aber die Großfaltenbildung erfolgt intermittierend (Entstehung der jetzigen im Neogen—Quartär!). Eine ältere Periode der Großfaltenentstehung ist die herzynische. 2. Das ganze Großrelief der Erde ist in seiner gegenwärtigen Gestaltung sehr jungen Alters. 3. Die Bildung der Großfalten war durch die damit zusammenhängende bedeutende Hebung vieler Teile der Erdrinde der Haupt- oder der alleinige Faktor für die Entstehung der Eiszeit. Daß HAUG schon diesbezügliche, wenn auch nicht so weitgehende Schlüsse gezogen hat, wird von ABENDANON anerkannt. 4. Durch die Entstehung der Großfalten wird die gleichmäßige Rotation der Erde gestört. 5. In den antiklinalen Zonen der Erdrinde treten die Bestandteile des Erdinnern zutage. Diese Zonen haben damit Bedeutung für den Bergbau. Wenn bei dieser Gelegenheit ABENDANON von einer Metamorphose der Sedimente in Tiefengesteine spricht, so ist das wohl ein Lapsus calami?

Die Faltengebirge betrachtet ABENDANON, wenn wir ihn recht verstehen, als »Falten im Sedimentmantel«. Als Ursachen ihrer Entstehung gibt er an: 1. den Druck in den unteren Zonen der Antiklinalgebiete der Großfalten als Ursache für die intensive Faltung der kristallinen Schiefer im Innern der Großfalte, welche später durch Denudation zutage tritt. (Dann wären also die Gneise des Schwarzwaldes zur Zeit

der Entstehung der südwestdeutschen Großfalte senkrecht gestellt? Dabei stehen sie noch längst nicht überall senkrecht!) 2. Die Abgleitung entlang den Flügeln der Großfalten, also durch einen ähnlichen Mechanismus, wie REYER ihn angenommen hat. 3. Die Raumverminderung in den oberen Zonen der Erdkruste durch zentripetale Bewegung der Synklinalgebiete der Großfalten.

Die unter 1. und 2. erwähnten Ursachen sollen auch die Deckenbildung bewirken. Eine genaue Darstellung, welches die Ursachen der Alpenfaltung sind, sucht man vergebens. Jura, Dinariden, Karpathen, die Falten von Ost-Sumatra sind nach ABENDANON »durch Zusammenfließen von Schichtenserien längs der antiklinalen Flügel der Großfalten entstandene Falten«. Hervorgehoben sei noch die Einzelheit, daß der Verfasser die Antiklinaltäler der Faltengebirge für tektonisch angelegt hält.

Ob ABENDANON für seine weitgehenden Schlußfolgerungen und seinen Standpunkt, daß alle tektonischen Erscheinungen auf den Mechanismus der Großfalten zurückzuführen sind, allgemeine Anerkennung finden wird, erscheint uns zweifelhaft. Selbst K. OESTREICH, der dem Buche eine Vorrede mit auf den Weg gegeben hat, empfiehlt es nicht als ein neues Evangelium, sondern hofft, daß die Fachgelehrten darüber diskutieren möchten. Er empfand wohl selbst, daß ABENDANONS Ausführungen vielfach auf einer zu schmalen Basis stehen, sowohl was die Tatsachen als was die Literatur betrifft. WCKS.

Die Frage nach dem Alter des Chocsdolomits in der Tatra ist neuerdings von GOETEL in anscheinend befriedigender Weise gelöst worden (Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. Ac. Bull. Sc. Cracovie 1916, 32 S.).

Der Chocs- oder Karpathendolomit hat trotz gelegentlich geäußerten Zweifel bis in die jüngste Zeit als ein Glied der Kreide gegolten, da er angeblich neokome Schiefer überlagert. HANTKEN und GÜMBEL hatten zwar darin Gyro-

porellen nachgewiesen und STACHE hatte die diskordante Überlagerung betont. Erst 1904 wiesen BECK und VETTERS durch sichere Gyroporellen das triadische Alter der Wetterlingkalke und weißen Dolomite in den Kleinen Karpathen nach, aber noch 1910 rechnete VETTERS nur einen Teil jener Dolomite im Zjargebirge zur Trias. 1915 fand VIGH Daonellen im Choedolomit des benachbarten Mincsovgelbirges und erklärte ihn als ein wurzellos und diskordant auf jüngeren Bildungen lagernde Decke. Schließlich kam auch die Stellung des Dolomits in der Tatra ins Wanken. WIGILEW fand als sein Liegendes versteinерungsführendes Rhät, KUŹNIAR entdeckte darin allerdings fragliche Gyroporellen, und GOETTEL konnte nachweisen, daß das Liegende an mehreren Orten nicht aus Neokom, sondern aus einer meist verkehrten Serie von Oberer Trias und von Lias besteht und daß der Choedolomit durchaus mit dem sicher triadischen Dolomit übereinstimmt, der das Liegende der verkehrten Serie bildet.

So hat denn der »Choedolomit« als stratigraphischer Begriff zu verschwinden. Er stellt ein Triasglied vor, das als Decke über jüngere Schichten geschoben ist, an einzelnen Stellen aber auch mit der normal liegenden Trias noch verknüpft ist. St.

Lehrbuch der praktischen Geologie.

(Arbeits- und Untersuchungsmethoden aus dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie.) Von K. KEILHACK. Dritte, völlig neu bearbeitete Auflage. II. Bd. 196 Textabbildungen, 524 S. Stuttgart 1917 bei F. Enke. Geh. 14,20 M., geb. 16 M.

Der erste Band des vortrefflichen Werkes ist bereits auf S. 369 des siebenten Bandes besprochen worden. Der zweite Band enthält einen 55 Seiten langen Abschnitt von SIEBERG über die Methoden der Erdbebenforschung sowie ausführliche Beschreibungen der Wasser- und der Boden-Untersuchungsmethoden von KEILHACK selbst. Der von dem zurzeit in Afrika internierten E. KAISER herrührende Abschnitt über

die mineralogisch-petrographischen Methoden ist durch G. BERG ergänzt worden. Den Schluß bildet KEILHACKS Darstellung der paläontologischen Methoden.

Wenn das Buch auch den Anfänger nicht befähigen wird und soll, selbständig zu arbeiten, so wird es ihm doch ein ausgezeichnetes Hilfsmittel beim Arbeiten unter Anleitung sein; und auch der Fachmann wird auf vielen Gebieten, dank der reichen Erfahrungen der einzelnen Verfasser, wertvolle Ratschläge erhalten. SALOMON.

Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn.

Ergebnisse eigener Reisen, vergleichender Studien und paläontologischer Untersuchungen. Von FR. FRECH (†). (Sonderabdruck aus der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 68. Berlin 1916.) 322 S., 20 paläont. Tafeln, 3 geol. Karten, 1 Profiltafel, 5 Textbilder. Stuttgart 1916 bei F. Enke. Geh. 20,20 M.

Die Bodenschätze und der geolog. Bau der Balkanländer und der asiatischen Türkei haben durch den Krieg und die nach ihm zu erwartenden wirtschaftlichen Verhältnisse ein so hohes Interesse für uns gewonnen, daß das Erscheinen des vorliegenden Buches sehr dankenswert ist. Hat doch der leider im letzten Herbst im Dienste unseres Vaterlandes dahingeschiedene Verfasser nicht nur den europäischen Orient, sondern auch viele Teile der Türkei und der angrenzenden russischen Gebiete durch mehrfach wiederholte Reisen kennen gelernt. Auch seine Todesreise war die Fortsetzung früherer Untersuchungen.

Das Buch ist daher eine wertvolle Ergänzung des auf S. 369 des siebenten Bandes der Rundschau besprochenen Büchleins von DOELTER: »Die Bodenschätze der Balkanländer und Kleinasiens«, sowie der grundlegenden Untersuchungen PHILIPPSONS.

Der erste Abschnitt (S. 1—34) behandelt den Gebirgsbau Anatoliens, der zweite (S. 35—203) den Kleinasien. Auf S. 204—307 ist die Paläontologie und Stratigraphie des Tauros dargestellt. Der letzte Abschnitt (S. 307—322) be-

schreibt die Erdgeschichte und den Gebirgsplan Anatoliens. Die Tafeln bilden ab: Oberdevonische Brachiopoden des Tauros (*Rhynchonella*, *Chascothyris*, *Productella*, *Strophalasia*, *Spirifer*), zahlreiche Invertebraten des taurischen Karbons (*Spirifer*, *Leptaena*, *Spiriferina*, *Athyris*, *Platyceras*, *Griffithides*, *Phillipstia*, *Conocardium*, *Zaphrentis*, *Cyathophyllum*, *Palaeacis*, *Productus*, *Orthothetes*, *Chonetes*, *Davisiella*, *Pleurotomaria*, *Euomphalus*, *Loxonema*, *Bellerophon*, *Macrocheilus*, *Rhynchonella*), Trilobiten des Untersilurs (*Fraena*, *Acaste*), Mollusken der Kreide (*Inoceramus*, *Spondylus*, *Avicula*, *Pleurotomaria*, *Natica*, *Gryphaea*, *Ostrea*, *Cucullaea*, *Janira*, *Pecten*, *Protocardia*, *Lucina*, *Cytherea*, *Cyprina*, *Trigonia*, *Panopaea*, *Anatina*, *Cardita*), Echiniden der Kreide (*Pygurus*, *Clypeaster*, *Hemiaster*). Taf. XXI ist eine geolog. Übersichtskarte von Anatolien in 1 : 4 Millionen. Taf. XXII eine geolog. Rautenaufnahme der Bagdadbahn im Hohen Tauros in 1 : 300 000, Taf. XXIII ebenso im östlichen Kilibrien und im Amanos in 1 : 600 000. Taf. XXIV ist das geologische Profil des großen Amanos-Tunnels in 1 : 10 000. Es ist sehr bedauerlich, daß der Verf. durch den Tod an der Fortsetzung seiner höchst verdienstvollen Studien gehindert worden ist. SALOMON.

Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. 1 : 500 000.

I. Kohlen, Asphalt, Erdöl, bituminöse Schiefer, Erdgas. II. Salze. III. Erze. Bearbeitet im Auftrage der Schweizerischen Geotechnischen Kommission von Dr. C. SCHMIDT, Professor an der Universität Basel. Kommissionsverlag A. Francke, Bern 1917. Preis mit Erläuterungen (76 Seiten) 5 Franken.

Obwohl die Schweiz alle Veranlassung hätte, auf die geologische Erforschung ihres Bodens und ihres Baues Geld zu verwenden, hat sie sich doch bekanntlich bis zum heutigen Tage noch nicht einmal dazu entschließen können, eine wirkliche geologische Landesuntersuchung zu begründen. So verdankt sie es nur der Opferfreudigkeit einer freilich erheblichen Anzahl von tüchtigen

Geologen, daß viele wertvolle geologische Untersuchungen rein wissenschaftlicher Art und neuerdings auch eine kleine Reihe von geotechnischen Arbeiten veröffentlicht worden sind. Als sechste Veröffentlichung dieser letzten Reihe von Arbeiten erscheint die vortreffliche SCHMIDT'sche Karte. Sie stellt mit verschiedenem Farbendruck die Lager von Torf, diluvialer Schieferkohle, tertiären Braunkohlen, karbonischen Anthrazitflözen, die Vorkommnisse von Asphalt, Petrolsand, bituminösen Schiefen, Steinsalz, Bittersalz, sowie die praktisch ja meist nicht sehr bedeutsamen Erzvorkommnisse dar. Unter diesen werden unterschieden die oxydischen Eisenerze, die Manganerze, kiesigen Eisen- und Arsen-erze, Kupfererze, Molybdänerze, Nickel- und Kobalt-, Blei- und Zinkerze und die alluvialen Goldseifen. Der Maßstab der Karte ist natürlich viel zu klein, als daß der Leser mehr als eine schematische Vorstellung von der Lagerungsform der betreffenden Materialien bekäme. Dem hilft nun aber die zwar kurze, aber gute und klare Beschreibung in den Erläuterungen ab, so daß die SCHMIDT'sche Veröffentlichung nicht nur für praktische Zwecke, sondern auch für wissenschaftliche Untersuchungen ein wertvolles Hilfsmittel ist. Unter anderem enthält sie auch eine Tabelle der sämtlichen Salzbohrungen. Bedauerlich ist nur der Mangel eingehender Literaturangaben über die Vorkommnisse, da sich der Verfasser darauf beschränkt, lediglich im Vorwort ein paar allgemeine Veröffentlichungen über die Schweizer nutzbaren Lagerstätten anzuführen. Für eine Neuauflage möchte der Referent daher die Aufnahme der Spezialliteratur empfehlen. Der Umfang und der Preis der Erläuterungen würden ja dadurch nur ganz unbedeutend erhöht werden. SALOMON.

DOELTER, C., **Handbuch der Mineralchemie.** Bd. II. 11 (Bogen 51—60). Dresden und Leipzig 1916 bei Th. Steinkopff. Subskriptionspreis 6,50 M. Einzelpreis 7,50 M.

Unter Bezugnahme auf die Besprechung der vorhergehenden Liefere

rung in dieser Rundschau VII, S. 373 und auf die Besprechungen der früheren Lieferungen führe ich hier nur kurz an, daß in der neuen Lieferung die Besprechung des Zoisits beendet wird und daß dann der Reihe nach folgen: Epidot (GOLDSCHLAG), Piemontit (DOELTER), Analysenmethoden des Orthits (R. J. MEYER). Orthit, Granatgruppe und Prehnit (DOELTER), Analyse des Vesuvians (JANNASCH), Vesuvian, Gehlenit, Melilith (DOELTER).

Da es sich, wie die Aufzählung zeigt, hier um sehr wichtige gesteinsbildende Mineralien handelt, und da nicht nur die eigentliche chemische Zusammensetzung, sondern auch Verwitterungserscheinungen, das Verhalten beim Schmelzen, Vorkommen und Genesis, sowie die synthetischen Versuche vielfach besprochen sind, so hat das Heft auch für den Geologen wieder ein nicht unerhebliches Interesse.

SAL.

MÜLLER-ERZBACH, R., **Das Bergrecht Preußens und des weiteren Deutschlands**. 2. Hälfte, S. 303—603, sowie Inhaltsverzeichnis. Stuttgart 1917 bei F. Encke. Geh. 12 *M.*

Unter Bezugnahme auf die Besprechung der ersten Hälfte des Buches auf S. 179 von Bd. VII der Rundschau hebe ich hervor, daß die zweite Hälfte die folgenden Abschnitte enthält: Das Verhältnis des Bergbaues zum Grundeigentum und zu öffentlichen Verkehrsanstalten, das Bergarbeiterrecht, das Dienstverhältnis des Werksbeamten, das Knappschaftsrecht, die Bergbehörden, die Verwaltung der Staatswerke, Bergpolizei, Privatbergregal, Grundeigentümer, Bergbau.

Wenn wir also von dem Abschnitt über die Haftung für Bergschäden absehen, bietet der zweite Teil des Buches dem Geologen unmittelbar nicht viel, obwohl auch hier eine Menge von interessanten Einzelheiten eingestreut sind. Er ist aber dennoch für die geologische Praxis durch das vollständige Register aller sich auf das Bergwesen beziehenden Gesetze und durch ein ausführliches Sachregister ein wertvolles Hilfsmittel.

SALOMON.

HÄBERLE, D., **Die geologisch-geographischen Verhältnisse der Nordpfalz**. II. Auflage, 41 Seiten, 23 Textbilder. Kirchheimbolanden 1916 bei Thieme. Geh. 1 *M.*

Das frisch und anziehend geschriebene, mit guten Bildern reich versehene Büchelchen hat zwar im wesentlichen den Zweck, eine kurze Landeskunde der Nordpfalz zu bieten, beschreibt aber den geologischen Aufbau auf nicht weniger als 13 Seiten und widmet auch den Oberflächenformen noch 4 Seiten. Es wird daher auch dem Geologen als ein kurzer Führer für Wanderungen in der Nordpfalz willkommen sein. Die Literatur ist nicht angegeben. Wohl aber wird auf andere Arbeiten desselben Verfassers verwiesen, in denen sie ganz ausführlich und mit besonderer Sorgfalt angeführt ist.

SALOMON.

TORNQUIST, A., **Grundzüge der allgemeinen Geologie**. 242 Seiten, 81 Textbilder. Berlin 1916 bei Borntraeger. Geh. 9,20 *M.*

Das flott und klar geschriebene kurze Lehrbuch der allgemeinen Geologie ist als erster Teil des schon im Jahre 1913 bei demselben Verleger erschienenen kurzen Lehrbuchs der geologischen Formations- und Gebirgskunde gedacht. Es ist nicht für den angehenden Geologen bestimmt, sondern »für diejenigen Studierenden der Hochschule, welche die Geologie als ergänzendes oder grundlegendes Nebenfach ihres naturwissenschaftlichen oder technischen Hauptfaches betreiben«. Es ist gut ausgestattet und hat bei größerer Kürze einen ähnlichen Charakter wie die allgemeine Geologie desselben Verfassers, die auf S. 375 des VII. Bandes der Rundschau von STEINMANN besprochen ist. Das Buch gliedert sich in die folgenden sieben Abschnitte: Astronomische und geophysikalische Geologie mit einem hübschen Unterschnitt über Paläoklimatologie, petrogenetische Geologie, biologische Geologie, dynamische Geologie, geotektonische Geologie, morphogenetische Geologie und ein auch in einem solchen Buche durchaus willkommener und

empfehlenswerter Abschnitt über angewandte Geologie.

Der Verfasser hat, wie bekannt, in vielen Punkten eigenartige und vom hergebrachten abweichende Anschauungen. Er hat viele Literatur gelesen und verwertet, die in anderen Lehrbüchern nicht zu Worte kommt; und so halte ich es für recht erfreulich, daß sein Buch als Ergänzung neben die bestehenden Lehrbücher tritt.

SALOMON.

SAPPER, K., Geologischer Bau und Landschaftsbild. (Die Wissenschaft, Sammlung von Einzeldarstellungen aus den Gebieten der Naturwissenschaft und der Technik, Bd. 61.) 208 Seiten und 16 Abbildungen. Braunschweig 1917 bei Vieweg und Sohn.

Die wechselseitigen Beziehungen zwischen geologischem Bau und Landschaftsbild sind vielleicht derjenige Teil der Geologie, der den Laien am meisten interessiert; und doch fehlt es meines Wissens bisher an einem auch für Laien verständlich und klar geschriebenen Buche, das die modernen Errungenschaften der Geologie als Grundlage hat und diese Beziehungen darstellt. Wohl wenige Forscher sind für diese Aufgabe so geeignet wie SAPPER, der selbst aus der Geologie hervorgegangen, dann zur Geographie überging und durch eine Fülle von erdumspannenden Reisen ein nur von wenig anderen lebenden Geologen und Geographen erreichtes Anschauungsmaterial zur Verfügung hat. Die Zahl der dem Buche beigegebenen Abbildungen war zu klein, als daß der Leser sämtliche wichtigeren Landschaftstypen darin vertreten fände. Der Verfasser hat daher nur Bilder aus weniger bekannten Gebieten ausgewählt und verweist den Leser hinsichtlich der übrigen auf leicht zugängliche Zeitschriften. Das ist aber auch eigentlich der einzige dem Referenten an dem Buche aufgefallene Mangel; und ich möchte dem Verleger sehr zureden, bei einer etwaigen Neuauflage die doch nicht so bedeutenden Mehrkosten nicht zu scheuen und das Buch reicher auszustatten.

SALOMON.

SAPPER, K., Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. Sonderabdruck aus der Zeitschrift für Vulkanologie 1917, Bd. III, S. 65—197, Tafel VII bis XXIII.

Die umfangreiche Schrift ist die Fortsetzung und Ergänzung des auf S. 165 in diesem Bande besprochenen Kataloges der geschichtlichen Vulkanausbrüche. S. bespricht ausführlich die geographische Anordnung der tätigen Vulkane, ihre Zahl und den möglichen Einfluß der vulkanischen Ausbrüche auf das Klima der Erde. Eine Fülle von anschaulichen Karten und Kärtchen erläutert die Darstellung. Von besonderem Interesse sind namentlich die in Buntdruck beigegebenen Übersichtskarten der Anordnungsdichte der tätigen Vulkane, ihrer Ausbruchsfrequenz und ihrer Förderleistung seit 1701. Die übrigen Kärtchen zeigen die Lage und eine Reihe von Einzelheiten über die Natur und Bedeutung der Ausbrüche in den wichtigsten Vulkangebieten der Erde (Island, Mittel- und Ostafrika, Samoa-Inseln, Kamschatka, Japan, Philippinen, Java, Neuguinea, Alaska und Aleuten, Kleine Antillen und Mexiko, Guatemala und Salvador, Nikaragua, Costa Rica, Nördliches Südamerika, Südliches Südamerika).

Tafel XXIII gibt übereinander eine Kurve der Ausbruchsfrequenz der Vulkane und eine Sonnenfleckenkurve von 1750, eine pyrheliometrische Kurve von 1882 an.

Das Werk hat die gewöhnlichen Vorzüge der SAPPERSchen Vulkanarbeiten. Insbesondere ist es sehr anerkennenswert, wie eifrig sich der Verfasser bemüht, das sichere und das unsichere Material zu trennen.

SALOMON.

HÖFER VON HEIMHALT, H., Die geothermischen Verhältnisse der Kohlenbecken Österreichs. 179 S., 19 Textbilder. Wien 1917, Verlag für Fachliteratur G. m. b. H. Geh. 4 M.

Das vorliegende Buch erschien zuerst als Beitrag im Berg- und hüttenmännischen Jahrbuch Wien 1916. Es enthält das gesamte österreichische Material über Temperaturen in und über den österreichischen Kohlenlagern. Der

Verfasser zeigt einwandfrei, daß die Flöze eine Eigenwärme haben, die auch bei völligem Abschluß atmosphärischer Luft durch den Kohlungsprozeß entsteht. Davon zu unterscheiden ist die »Brühwärme«, die auf Verbrennungserscheinungen durch atmosphärischen Sauerstoff beruht. Bei der hohen praktischen Bedeutung der Temperaturmessungen ist es sehr dankenswert, daß sich der Verfasser statt sich dem von ihm doch wohl verdienten *otium cum dignitate* hinzugeben, sich der mühevollen Aufgabe unterzogen hat, das gesamte sehr umfangreiche Material nach einheitlichen Gesichtspunkten zu bearbeiten.

Ein weiteres wichtiges Nebenergebnis der Untersuchungen ist die gesicherte Beobachtung, daß die Braunkohlenflöze eine bedeutend höhere Eigenwärme haben als die Steinkohlenflöze, sowie daß im Ostrau-Karwin-Krakauer Gebiet die jüngeren Flöze mehr Eigenwärme als die älteren besitzen, »daß also im großen ganzen die Energie des Kohlungsprozesses (Inkohlung) mit dem Flözalter allmählich abnimmt; mancherorts ist in der Steinkohle dieser Prozeß seinem Ende schon sehr nahe«.

Man vergesse nicht, das hier wichtige Druckfehlerverzeichnis zu dem Buche zu verlangen.

SALOMON.

HÖFER VON HEIMHALT, H., **Die Verwerfungen** (Paraklase, exokinetische Spalten). Für Geologen, Bergingenieure und Geographen. 128 Seiten, 95 Textbilder. Braunschweig 1917 bei Vieweg und Sohn.

Der Verfasser hat seit vielen Jahren dem Studium der Verwerfungen, Klüfte und Harnische Zeit und Aufmerksamkeit gewidmet und sehr dazu beigetragen, daß dies von anderer Seite oft im Gegensatz zu den Faltungerscheinungen vernachlässigte Kapitel der Geologie vertieft und erweitert wurde. Niemand kann das dankbarer anerkennen als der Referent, der sich ja ebenfalls seit einer Reihe von Jahren zusammen mit seinen Schülern um denselben Gegenstand bemüht. Das Buch hat in sehr dankenswerter Weise eine

große Menge von eigenen Beobachtungen und Literatur verarbeitet. Daß es bei der ersten Auflage und der unglaublichen Zerstreung der Literatur nicht möglich ist, diese erschöpfend zu behandeln, wird niemand wundernehmen. Jedenfalls ist es ein bedeutsamer Fortschritt, der Erweiterung und Vervollständigung verdient.

Nicht richtig ist es, daß J. WALTHER zuerst darauf hingewiesen habe, daß Keilhorste durch Seitenschub auf der keilförmig nach unten zugespitzten Horstscholle gehoben werden können. Das habe ich bereits 1901 in meiner Arbeit über den Eberbacher Graben (Mitt. Bad. geol. Landesanst. Bd. IV, S. 241) hervorgehoben und seitdem noch oft betont (z. B. Z. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 55, 1903, S. 409 u. f. Dort ist auch bereits auf S. 410 das Schema aufgedruckter Keilhorste gezeichnet).

SALOMON.

H. POHLIG, **Erdgeschichtliche Spaziergänge**. Nützliche Plaudereien da und dort im Ernst und Scherz. Mit zahlreichen Abbildungen im Text und einer farbigen Tafel. Leipzig 1914. Alfred Kröner. 448 S. geh. 7,50 M.

Erdgeschichte mag aus Lehrbüchern und Sammlungen, im Kolleg und im Praktikum erarbeitet werden, sie wird zum Erlebnis erst durch geologische Wanderungen. Erinnerungen an Wanderfahrten mit Studenten und Studentinnen, gewürzt mit rheinischem Humor und allem Übermut der Jugend, hat der Verfasser in seinem Buche festgehalten; fast könnte man es einen geologischen Roman nennen, die weil sich Dr. LEHMANN, alias PETER, und ELLA VON HARCK nach längerem Widerstreben am Schlusse zum Bund fürs Leben zusammenfinden.

Man wird dem Buche nur gerecht werden, wenn man es als das nennt, was es sein will: eine unterhaltende und zu ernster Beschäftigung mit den Fragen der Erdgeschichte anregende Plauderei. Wer sich von der feucht-fröhlichen Stimmung und dem Übermut des Rheinländers nicht mitreißen lassen will, verzichtet besser auf die Lektüre. Und wer den POHLIGSchen Zootomen

oder der grausigen Löstheorie (siehe Kapitel 5, Unter PETER HEBELS Landsleuten — ich empfehle für eine zweite Auflage, den Originaltext von HEBELS Gedichten abzdrukken!) keinen Geschmack abgewinnen kann, der halte sich an die Kapitel, die ihm weniger bedenklich scheinen.

Den Klagen über die Rückständigkeit mancher höheren Schulen (S. 326) können wir nur beipflichten. Ob es nach dem Kriege mit der Geologie vorwärts gehen wird?

Heidelberg.

J. RUSKA.

P. WAGNER, **Lehrbuch der Geologie und Mineralogie** für höhere Schulen, Große Ausgabe. 6. Auflage. 1917. Teubner, Leipzig, Berlin. — Brosch. M 3,—.

Diese neue Auflage ist wie die früheren durchgesehen und verbessert. Durch Fortlassen der chemischen Einleitung über Luft und Wasser wurde Raum für wichtigere Gegenstände gewonnen. Nur das Papier (und damit auch die Textfiguren) reicht — begreiflicherweise — nicht an die früheren Auflagen heran.

STENMANN.

V. Persönliches.

Gestorben sind: Dr. M. BAUER, bis 1915 o. Prof. f. Mineralogie in Marburg, am 4. Nov. 1917; Dr. R. BELL-Ottawa am 19. Juni 1917, 76 J. a.; Dr. E. W. BENECKE, bis 1907 o. Prof. f. Geol. u. Pal. in Straßburg i. E., am 7. März 1917, 79 J. a.; Dr. DATHE, Geh. Bergrat in Berlin am 20. Mai 1917, 71 J. a.; Dr. M. v. DÉCHY, Prof. in Budapest am 8. Febr. 1917, 66 J. a.; Dr. K. DENINGER, a. o. Prof. f. Geol. u. Pal. in Freiburg i. Br., am 15. Dez. gefallen a. d. italienischen Front; Dr. O. DÖRING, Prof. a. d. Universität Cordoba, Argentinien, im Jan. 1917; Dr. Fr. FRECH, o. Prof. f. Geol. u. Pal. in Breslau; Prof. FRIEDERICH-Lübeck; Dr. A. GUTZWILLER-GONZENBACH in Basel am 14. Sept. 1917, 72 J. a.; Dr. K. HINTZE, Prof. f. Mineralogie in Breslau am 28. Dez. 1916, 65 J. a.; Dr. H. HOERNES, o. Prof. f. Urgeschichte in Wien am 10. Juli 1917, 65 J. a.; TH. MCKENNEY HUGHES, Prof. f. Geologie a. d. Universität Cambridge am 9. Juni 1917, 85 J. a.; Dr. H. MYLIUS, Dozent a. d. techn. Hochschule München, i. Februar 1918; CL. REID v. d. Geol. Survey England am 16. Dez. 1916, 62 J. a.; Dr. A. ROTHPLETZ, o. Prof. f. Geol. u. Pal. in München, 65 J. a.; Dr. E. SAUVAGE-Boulogne s. M. im Jan. 1917, 73 J. a.; Dr. A. SCHMIDT, a. o. Prof. f. Geologie in Heidelberg am 30. Jan. 1917, 81 J. a.; Dr. F. ZYNDEL-Basel, am 25. Febr. 1917, 35 J. a.

Zurückgetreten sind: Dr. W. BRANCA, Prof. f. Geol. u. Paläont. in Berlin; Dr. H. BÜCKING, Prof. f. Mineralogie in Straßburg i. E.; Dr. H. v. IHERING von der Leitung des Museu Paulista in San Paolo, Brasilien; Dr. E. KAYSER, Prof. f. Geol. u. Paläont. in Marburg.

Berufen sind: Prof. Dr. E. BLANCK-Rostock als Prof. f. Geol. u. Bodenkunde an die Landwirtsch. Hochschule Tetschen-Liebwerda; Prof. Dr. MAX FRIEDRICHSEN (Geograph in Greifswald) nach Königsberg als Nachfolger von F. HAHN; a. o. Prof. Dr. E. HENNIG (Berlin) nach Tübingen als o. Prof. und Nachfolger von J. POMPECKI; Prof. Dr. L. MILCH (Mineraloge in Greifswald) nach Breslau als Nachfolger von E. HINTZE; Prof. Dr. J. POMPECKI (Geologe in Tübingen) nach Berlin als Nachfolger von W. BRANCA; Prof. Dr. R. WEDEKIND (Geologe in Göttingen) nach Marburg als Nachfolger von E. KAYSER; Prof. Dr. NACKEN (Mineraloge in Tübingen) nach Greifswald als Nachfolger von L. MILCH.

Ernaunt ist: Prof. O. ABEL-Wien z. o. Prof. f. Paläobiologie.

Habilitiert hat sich: Dr. W. WETZEL in Kiel für Geologie u. Pal.

Verliehen ist: der Titel Geh. Regierungsrat dem Prof. J. WALTHER-Halle; der Titel Geh. Bergrat dem Prof. J. POMPECKI-Berlin, KOSSMAT-Leipzig; der Titel eines Professors: den Privatdozenten Dr. E. WEPFER-Freiburg i. Br., Dr. N. TILMANN und Dr. O. WELTER in Bonn, den Landesgeologen Dr. H. KOERT, Dr. O. v. LINSTOW und Dr. A. KLAUTZSCH in Berlin, Dr. HÄBERLE-Heidelberg.

Die umfangreiche Bücherei unseres verstorbenen Ehrenpräsidenten EDUARD SUESS steht zum Verkauf. Anfragen sind zu richten an Professor F. E. SUESS, Wien I, Landgerichtsstraße 12.

VI. Geologische Vereinigung.

Rechnungsabschluß für das Jahr 1916.

Kassenabschluß am 1. Dezember 1916.

Einnahmen:	
Mitgliederbeiträge für 1916	ℳ 4017,34
Zahlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft	» 1000,—
Zinsen aus Vermögen und Bankguthaben	» 295,73
	ℳ 5313,07
Ausgaben:	
Druck und Versand der Rundschau und Herstellung der Berichte	ℳ 4171,60
Ausgaben für Schriftleitung und Verwaltung	» 215,80
Überschuß als Rücklage	» 925,67
	ℳ 5313,07

Kassenbestand am 1. Juli 1917.

Bankguthaben aus eingegangenen Mitgliederbeiträgen	ℳ 3600,—
Mitgliederbeiträge auf Postscheckkonto	» 214,16
Rücklage	» 925,67
Vermögen in Kriegsanleihen (nominell)	» 4700,—
	ℳ 9439,83

Geprüft und richtig befunden

Frankfurt a. M., d. 26. Juli 1917.

A. KAHLER. E. LIESEGANG.

Die Mitglieder werden gebeten, den Beitrag für das Jahr 1918 mit einliegender Zahlkarte tunlichst bald an den Kassenführer einzuzahlen.

Für die Herstellung der neuen Mitgliederliste ist die Angabe jeder Änderung der Anschrift erwünscht.

Die Herren Mitarbeiter der »Geologischen Rundschau« werden darauf aufmerksam gemacht, daß die Zahl der Sonderdrucke wegen Mangels an geeignetem Papier für die nächste Zeit eingeschränkt werden muß. Es empfiehlt sich daher, die Zahl der Sonderdrucke auf das allernotwendigste zu beschränken.

Ernst Wilhelm Benecke,

geboren am 16. März 1838 in Berlin,
gestorben am 6. März 1917 in Straßburg i. E.

(Bildnis Tafel II.)

Als im Jahre 1872 an der neu begründeten Hochschule in Straßburg neben der Mineralogie ein besonderer Lehrstuhl für Geognosie und Paläontologie errichtet werden sollte, fiel die Wahl auf den damals 34jährigen Privatdozenten an der Hochschule Heidelberg, ERNST WILHELM BENECKE; es war eine der vielen glücklichen Berufungen, die den Ruf der jungen Anstalt für Jahrzehnte hinaus sicherten.

Eine ausgesprochene Neigung hatte den Abiturienten zum Bergfach getrieben, zu seinem Leidwesen mußte er aber wegen beginnender Schwerhörigkeit den Beruf des Praktikers mit dem des Wissenschaftlers vertauschen. Eine vielseitige und gründliche Ausbildung hatte er sich in Geologie und verwandten Wissenschaften in Halle, Würzburg, Berlin und Heidelberg verschafft, in Heidelberg auch den Dokortitel erworben, als er sich zur Vervollständigung seiner Ausbildung nach München wandte. Hier war der stratigraphisch-paläontologischen Forschung in ALBERT OPPEL ein Neubegründer entstanden, der die tüchtigsten jüngeren Kräfte, wie WAAGEN, BENECKE, NEUMAYR u. a. magnetisch an sich zog. Eine mustergültige Arbeit über Trias und Jura in Südtirol war die Frucht seines Aufenthaltes in München. Nach OPPELS frühem Tode im Jahre 1865 ließ sich BENECKE in Heidelberg als Privatdozent nieder und entfaltete hier eine erfolgreiche Lehrtätigkeit trotz der wenig günstigen äußeren Umstände, die ihn nötigten, den ganzen Lehr- und Forschungsapparat selbst zu beschaffen.

Durch seine Berufung nach Straßburg sah er sich vor hohe und keineswegs leichte Aufgaben gestellt. Hier galt es vor allem den Unterricht in Geologie und Paläontologie ganz von neuem und in weitem Rahmen aufzubauen. Neben und mit ihm wirkte zwar noch der aus französischer Zeit übernommene bekannte Pflanzenpaläontologe SCHIMPER; seine Tätigkeit beschränkte sich aber auf Vorlesungen aus seinem Sondergebiete und auf die Verwaltung des städtischen Museums. BENECKES reiche Sammlung und Bücherei bildeten den Grundstock des neuen Instituts, das trotz des äußerst beschränkten Raumes sich bald mit Jüngern der Geologie füllte. In ROSENBUSCH als Petrographen und GROTH als Mineralogen fand der geologische Unterricht zudem eine hervorragende Ergänzung. Die Unterrichtsmittel wuchsen durch Verschmelzung der alten städtischen Sammlung mit den Sammlungen des Instituts und BENECKES eigener Sammlung, und als nach fast 20jährigem

Provisorium das neue große Institutsgebäude erstellt und die Sammlung und sonstigen Unterrichtsmittel darin entfaltet werden konnten, waren die auswärtigen Teilnehmer an der Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft, die hier im Jahre 1892 tagte, aufs höchste überrascht, ein geradezu vorbildliches Institut mit fast vollständiger Bücherei, mit reichem Lehrmaterial und mit groß angelegter Sammlung in Augenschein nehmen zu können. Selbstlose Hingabe der Arbeitskraft und eigener Mittel hatten in kurzer Zeit etwas Vollkommenes geschaffen.

Unabhängig und getrennt von der Universität war Anfang der 70er Jahre auch eine geologische Landesanstalt begründet worden. Sie wurde lange von einer Kommission geleitet, in der BENECKE neben den wechselnden Arbeitsgenossen ROSENBUSCH, COHEN, BÜCKING den beständigen Mittelpunkt, den geistigen Leiter, bildete. Zwar konnte die Anstalt anfangs wegen Fehlens der topographischen Karten und wegen der beschränkten Mittel sich nicht so voll auswirken, wie es BENECKE selbst wünschte, aber es gelang doch, schon anfangs der 80er Jahre eine geologische Übersichtskarte des nordwestlichen Deutsch-Lothringens zur Veröffentlichung zu bringen, und bald folgten Spezialkarten; auch an ihrer Herstellung hatte sich BENECKE selbst angelegentlich beteiligt. Unter seiner Anleitung haben dann jüngere Kräfte das Angefangene ausgebaut; und gerade im jetzigen Kriege ist in aller Deutlichkeit zutage getreten, auf wie breiter und fester Grundlage das Ganze errichtet war dank der Hingabe BENECKES an die neue, lieb gewordene Heimat; inniger als er ist kaum ein anderer Altdeutscher mit ihr verwachsen.

BENECKES wissenschaftliche Tätigkeit wurde zunächst durch seinen Aufenthalt bei OPPEL in München bestimmt. In den Kalk- und Dolomitbergen Südtirols fand er ein noch wenig bekanntes Gebiet, in dem er mit Erfolg die strenge stratigraphisch-paläontologische Methode, wie sie OPPEL anwendete, befolgen konnte. In mehreren grundlegenden Schriften, die ihn neben anderen Arbeiten fast 20 Jahre lang beschäftigten, suchte er die Zusammensetzung und den Aufbau der Südalpen von den Sieben Gemeinden bis zum Comer See aufzuklären und regte mehrere seiner Schüler dazu an, diese Forschungen auszu-dehnen und zu vertiefen.

Nachdem er sich in Heidelberg als Privatdozent niedergelassen hatte, rückte naturgemäß der Odenwald in den Kreis seiner wissenschaftlichen Tätigkeit, dem er schon früher seine Aufmerksamkeit zugewandt hatte. Der vielfach schwierigen Gliederung der Sedimente des Odenwaldes galt hier zunächst seine Arbeit; sodann aber führte er in Gemeinschaft mit seinem mineralogischen Fachgenossen COHEN eine geologische Kartenaufnahme der weiteren Umgebung von Heidelberg durch, die für Baden als vorbildlich gelten durfte. Erst in der Mitte der 80er Jahre wurde diese wichtige Arbeit zum Abschluß gebracht.

Mit seiner Übersiedelung nach Straßburg erwachsen ihm neue und sehr umfassende Aufgaben. Zu den notwendigsten Vorarbeiten für eine einheitliche geologische Kartenaufnahme der Reichslande, wie sie geplant war, mußten die Ergebnisse aus französischer Zeit, die in vier Departementsbeschreibungen verzettelt waren, unter einheitlichem Gesichtspunkte zusammengefaßt, sachverständig durchgearbeitet und vertieft werden. Das unternahm BENECKE zunächst für die Triasformation und schuf damit ein für alle Zeiten grundlegendes Werk. Später förderte er auch durch langjährige sorgfältige Arbeit die Gliederung der Juraformation, namentlich die des lothringischen Erzgebietes, das sich einer einfachen Gliederung so spröde entgegenstellte.

Neben einer Reihe anderer Arbeiten war er schon früh bemüht, die Kenntnis des geologischen Aufbaues von Elsaß-Lothringen in knapper Zusammenfassung einem weiteren Kreise zu erschließen. Mit einer Übersicht über die geologischen Verhältnisse und einer Übersichtskarte machte er schon Ende der 70er Jahre den Anfang. In praktischer Ausgestaltung führte er später diese Tätigkeit in dem geologischen Führer fort, den er mit seinen Mitarbeitern BÜCKING und VAN WERWECKE herausgab. Daneben bereitete er jahrzehntelang ein großes, die ganze Geologie des Landes umfassendes Werk vor, für dessen Vollendung er leider zu früh abberufen worden ist.

So wird unbeschadet der wertvollen Mitarbeit vieler anderer Fachgenossen, deren Verdienste damit in keiner Weise verkleinert werden sollen, sein Name als der des führenden Geistes über den ersten 45 Jahren deutscher geologischer Tätigkeit in Elsaß-Lothringen leuchten.

Wer BENECKE in seiner umfassenden und zeitraubenden Tätigkeit als Lehrer, als Leiter einer großen Sammlung, als die treibende Kraft der geologischen Landesuntersuchung und als Verfasser umfangreicher Arbeiten über Elsaß-Lothringen beobachtete, hätte wohl meinen können, daß ihm zu sonstiger wissenschaftlicher Tätigkeit keine Zeit mehr geblieben wäre; das hieße aber seinen Bienenfleiß und seine Leistungsfähigkeit verkennen. Schon in München hatte er eine Zeitschrift unter dem Namen »Geognostisch-paläontologische Beiträge« begründet, in deren zwei Bänden viele wichtige Arbeiten teils von BENECKE selbst, teils von anderen Schülern OPPELS erschienen sind. Im Jahre 1879 übernahm er im Verein mit den ihm befreundeten Fachgenossen KLEIN und ROSENBUSCH die Leitung der ältesten und vornehmsten deutschen Fachzeitschrift, des Neuen Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Rasch war die Zeitschrift zu einer Höhe emporgehoben, die sie bis heute nicht mehr überschritten hat, aber zum allgemeinen Bedauern sah sich BENECKE mit seinen Genossen nach kaum 6 Jahren nicht mehr imstande, auch diese Tätigkeit neben seinen sonstigen Berufsgeschäften weiterzuführen.

In seinen wissenschaftlichen Arbeiten spiegeln sich die hervorstechenden Anlagen seiner Natur wieder, unermüdlicher Fleiß und zähe Aus-

dauer in körperlicher wie in geistiger Beziehung; strengste Gewissenhaftigkeit und Genauigkeit als Ausfluß seines ausgeprägten Verantwortungsgefühls; ein scharfer Blick gepaart mit ausgedehntem Wissen und seltener Belesenheit. Das sind die Merkmale des Klassikers, unter den Forschern, wie ihn OSTWALD im Gegensatz zum Romantiker gekennzeichnet hat. Leider hinderte eben sein überhohes Verantwortungsgefühl ihn daran, sein groß angelegtes Lebenswerk, die Geologie von Elsaß-Lothringen, rechtzeitig zu beenden.

BENECKE war keineswegs das, was man einen glänzenden Lehrer und Redner nennt. Er sprach schlicht, ruhig und sachlich, und sein Vortrag war weniger dazu angetan zu begeistern als zu belehren. Denn er verschwieg die Schwierigkeiten in strittigen Fragen nicht und hob stets die Einwände und Bedenken hervor. Aber wer sich bemühte, ernstlich zu lernen, dem bot er viel, da er nicht allein über sehr umfassende Kenntnisse und über einen weiten Überblick in allen Zweigen seiner Wissenschaft verfügte, sondern auch stets das Wesentliche der Sache erfaßte und hervorhob.

Aus dieser Eigenart seines Wesens würde sich jedoch nicht erklären, warum die große Zahl seiner Schüler nicht nur dankbar, sondern wahrhaft verehrungsvoll an ihm hing und warum sich ihre Anhänglichkeit bei seinem 60. und 70. Geburtstage und bei seinem Rücktritte vom Lehr- amte im Jahre 1907 in so herzerfreuender Weise kund gab.

Die bedeutsamste Seite seiner Lehrtätigkeit entfaltete er nämlich erst im persönlichen Verkehr, den er trotz der Erschwerung durch sein Gehör im Institute wie auf wissenschaftlichen Ausflügen, auf Reisen und Versammlungen eifrig mit Fachgenossen und Schülern pflegte. Dabei trat erst seine beste Eigenart zutage. Nie lehnte er die Gedanken des andern ohne Prüfung ab, sondern versuchte in sie einzudringen, ergänzte aus dem reichen Schatze seines Wissens und beurteilte selbst Auffassungen, die ihm einseitig oder gar irrig schienen, in milder, zuweilen wohl etwas sarkastischer, aber nie in verletzender Form. In größter Freigebigkeit stellte er sein Wissen und Urteil zur Verfügung, und dabei trat seine Person stets hinter der Sache und hinter der Förderung des andern zurück. Und dieses gütige Wohlwollen bekundete er nicht nur durch Rat, sondern in ausgiebigster Weise auch durch die Tat, wobei er aufs ängstlichste jede Wohltat vor der Welt zu verbergen suchte. So wuchs ständig der Kreis seiner Schüler und Freunde, die sich bewußt waren, in ihm einen selbstlosen und zuverlässigen Berater und Förderer zu besitzen, und die ihm in aufrichtiger Verehrung ergeben blieben. Vielen ist erst im späteren Leben deutlich zum Bewußtsein gekommen, welche Fülle von Anregungen sie ihm zu danken hatten.

Seine Saat fiel auf fruchtbaren Boden, denn unter seinen zahlreichen Schülern sind viele zu angesehenen Vertretern der Wissenschaft in Deutschland und auch im Auslande geworden; nicht wenige haben leider vor ihm Hammer und Feder aus der Hand legen müssen.

Eine Schule im gewöhnlichen Sinne des Wortes ist aber von ihm nicht ausgegangen. Denn es lag ja gerade in seinem Wesen tief begründet, daß er seine Vorstellungen ändern nicht aufdrängte; vielmehr suchte er sie in ihrer Eigenart zu fördern, sie nur zu strenger Methode anzuhalten und vor Abwegen zu bewahren. Daneben dürfte aber auch manchen seiner Schüler die strenge Lebensführung seines Lehrers vorbildlich geworden sein.

Ein ausgesprochen liberaler Geist durchdrang sein ganzes Wesen und bestimmte auch seine Stellung in nationalen Fragen. Wie viele Altdeutsche erstrebte und erhoffte er eine Versöhnung und Verschmelzung der neu gewonnenen Reichslande mit dem großen Vaterlande. Weder hoffärtige Überhebung noch aufdringliches Anbieten schienen ihm die richtigen Wege dafür. Vielmehr suchte er es durch vorbildliche Arbeitsamkeit, durch ruhige Sachlichkeit und durch Menschenfreundlichkeit zu erreichen. Aber oft mußte er zu seinem Schmerze sehen, wie das Ungeschick anderer mehr verdarb, als ruhige und besonnene Tätigkeit aufbauen konnte.

In dem Bilde des Verstorbenen darf aber ein wesentlicher Zug nicht fehlen, der Hintergrund, von dem es sich nicht lösen läßt, seine Familie. Wem es vergönnt war, ihm näher zu treten — und es ist vielen zuteil geworden —, der durfte einen Einblick in ein Familienleben von vorbildlicher Einträchtigkeit tun.

Die treue und selbstlose Hingebung, von der schon der Fernstehende einen deutlichen Hauch verspürte, galt im höchsten Maße seiner Frau, seinen Kindern und Enkeln. Neben hohem Glück erwuchs ihm mancher herbe Schmerz. Wie hart er aber auch davon getroffen wurde, von der strengen Erfüllung seiner Pflichten, von der Verfolgung seiner Lebensziele wurde er dadurch nicht abgelenkt, an ihnen hielt er in Treue fest bis zu seinem Tode. So war es ihm vergönnt, ein ganzes volles Leben auszuwirken mit seiner Arbeit und seinen Erfolgen, mit seinen Schmerzen. Enttäuschungen, aber auch mit seinen wahren Freuden.

STEINMANN.

Schriftenverzeichnis.

1865. BENECKE, ERNST WILHELM, Über Trias und Jura in den Südalpen. — Geogn.-pal. Beiträge I., 1—202. Taf. I—XI.
 1866. — Über *Ammonites scissus* und *tatricus*. — N. Jahrb. f. Min. usw., 71—72.
 1867. — Über das Alter des Calcaire de la Porte-de-France. — N. Jahrb. f. Min. usw., 68—76.
 — Über den Muschelkalk am unteren Neckar. — N. Jahrb. f. Min. usw., 450—452.
 1868. — Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen. — Geogn.-pal. Beitr. II., 1—67, Taf. I—IV.
 1869. — Lagerung und Zusammensetzung des geschichteten Gebirges am südlichen Abhange des Odenwaldes. 58 Seiten, 1 Taf.

1875. **BENECKE, E. H.** und **ROSENBUSCH, H.**, Einleitende Bemerkungen über die neue geologische Landesaufnahme von Elsaß-Lothringen. — Chronologischer Überblick der mineralogischen und geologischen Literatur über die Reichslande Elsaß-Lothringen. — Abhandl. z. Geol. Spezialk. von Els.-Lothr., I, XXI u. 77.
1876. — Die geologische Stellung des Esinokalks. — Verh. k. k. geol. R.-Anst., 308—312.
— Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. — Geogn.-pal. Beitr. II, 257—317. Taf. 21—24.
1877. — Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. — Abhdl. z. Geol. Spezialk. v. Els.-Lothr., I, 491—829. 2 geol. Karten 1 : 80000, 7 Profiltafeln.
1878. — Abriß der Geologie von Elsaß-Lothringen. 122. Straßburg i. Els.
— Der Buntsandstein in den Vogesen. Die Arbeit von G. BLEICHER. — Leonh. Jahrb. Stuttgart, Briefl. Mitteil., 57—58.
- 1879—1881. — u. **COHEN, E.**, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, zugleich als Erläuterung zur geognostischen Karte der Umgegend von Heidelberg (Sektionen Heidelberg u. Sinsheim). 8°. 1—622. 2 Karten. Straßburg i. E.
1884. — Geologische Karte des Grigna-Gebirges. — N. Jahrb. f. Min. usw. I, 81—82.
— Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grigna-Gebirges. — N. Jahrb. f. Min. usw., BB. 3, 171—251. Mit Taf. II u. III.
— Über *Cidaris Buchi* Mnstr. — N. Jahrb. f. Min. usw. II, 132—134, 2 Textfig.
1886. — Über eine Ophiure aus dem englischen Rhät. — N. Jahrb. f. Min. usw. II, 195—200.
— Über den Buntsandstein der Gegend von Weißenburg. — Mitteil. Geol. L.-A. v. Els.-Lothr. I, S. IX—XIII.
1887. —, **MEYER, G.**, **SCHUMACHER, E.**, **STEINMANN, G.**, **WEIGAND, BR.**, **VAN WERVEKE, L.**, Geologische Übersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens. 1 : 80000. Zusammengestellt von L. VAN WERVEKE. Straßburg.
1888. — Versteinerungen des Grenzdolomits von Rappoltsweiler. — In: VAN WERVEKE, Geognostische Untersuchung der Umgegend von Rappoltsweiler mit Rücksicht auf die Wasserversorgung der Stadt. — Mitteil. Geol. L.-A. 1., 199—201.
1890. — und **VAN WERVEKE, L.**, Über das Rotliegende der Vogesen. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., 3., 45—104.
1892. —, **ANDREAE, A.**, **SCHUMACHER, E.** u. **VAN WERVEKE, L.**, Blatt Weißenburg der geol. Spezialk. v. Els.-Lothr. Mit 1 Heft Erläuterungen, 85.
— Geschichtliches über die Entwicklung der Geologie im Reichsland. Begrüßungsrede bei der Eröffnung der 39. Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Straßburg. — Zeitschr. D. geol. Ges., 44., 511—526.
— Blatt Lembach der Geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Mit 1 Heft Erläuter., 46. Straßburg.
— Geologische Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen, zusammengestellt nach den Mitteilungen der Herren **ANDREAE**, **BÜCKING**, **COHEN**, **DEECKE**, **FÖRSTER**, **GERHARD**, **SCHUMACHER** und **VAN WERVEKE**. Maßstab 1 : 500 000. Straßburg.
1894. — und **BÜCKING, H.**, *Calceola sandalina* im oberen Breusthal. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., 4., 105—111.
1895. — Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias und über alpinen und außeralpinen Muschelkalk. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 9., 221—247.

1896. BENECKE, E. H., *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsäß-lothringischen Muschelkalk. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., **4.**, 277—285. 2 Textfig.
1897. — Lettenkohlen-Gruppe und Lunzer Schichten. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **10.**, 109—151.
1898. — Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. — Abhandl. geol. Spezialk. Els.-Lothr. N. F. **1.**, 97, 7 Taf., 2 Textfig.
1900. — *Myophoria inflata* Emmer. im schwäbischen Rhät. — N. Jahrb. f. Min. usw. I., 218—224. Taf. XI.
— *Myophoria inflata* Emmer. Nachtrag. — Centralbl. f. Min. usw., **5.**
- , BÜCKING, H., SCHUMACHER, E. und VAN WERVEKE, L., Geologischer Führer durch das Elsaß. 461. 56 Textfig. Berlin.
1901. — Über *Pentacrinus personati* Qu. aus Lothringen und Luxemburg. — Bericht 34. Vers. Oberrhein. Geol. Verein in Diedenhofen, **6.**
— Überblick über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., **5.**, 139—163.
1905. — Zur Gliederung des Buntsandsteins im Haardtgebirge (Nordvogesen). — Centralbl. f. Min. usw. **380—381.**
— Über *Mytilus eduliformis* Schl. sp. — Ebenda, 705—714. 5 Textfig.
— Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Abhdl. z. geol. Spezialk. v. Els.-Lothr. N. F. H. **6.**, 598 S., 1 Atlas m. 59 Taf.
1906. — Die Stellung der pflanzenführenden Schichten von Neuwelt bei Basel. — Centralbl. f. Min. usw., 1—10.
1908. — und VAN WERVEKE, L., Malm im Unterelsaß. — Ebenda, 609—610.
1909. — Über einen neuen Juraaufschluß im Unterelsaß. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., **6.**, 401—460. Taf. X—XII.
1909. — Über *Belemnites latesulcatus* und *Pronoella lotharingica*. — Centralbl. f. Min. usw., 129—133, 1 Textfig.
1911. — Über das Auftreten der Ceratiten in dem elsäß-lothringischen oberen Muschelkalk. — Ebenda, 593—603.
1914. — Über die »dolomitische Region« in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. — Mitteil. Geol. L.-A. Els.-Lothr., **9.**, 1—122.
— Über den Internlobus der nodosen Ceratiten. — Ebenda, **9.**, 273—280, 1 Taf.

Richard Lachmann,

geboren am 23. Februar 1885 in Hamburg,
 gefallen am 7. September 1916 in den Karpathen.

(Bildnis Tafel III.)

Zu den beklagenswerten Opfern des Krieges gehört auch ein Vertreter der Wissenschaft, der frühzeitig durch ausgedehnte literarische Tätigkeit, besonders aber durch seine eigenartige und selbständige Auffassung des Salzproblems bekannt geworden ist. Er hatte sich dem Bergfach gewidmet, im November 1907 sowohl die Prüfung als Bergreferendar als auch die Doktorprüfung bestanden, so daß er nach der praktischen wie nach der theoretischen Seite hin ausgebildet war. Doch wandte er sich bald überwiegend der Geologie zu und ließ sich im Jahre 1912 in Breslau als Privatdozent nieder. Der Krieg riß auch ihn aus seiner Tätigkeit, führte ihn in die Kämpfe auf Douaumont und Fort Souville, wofür er mit dem eisernen Kreuz ausgezeichnet wurde; bald darauf traf ihn die tödliche Kugel in den Karpathen.

Seine wissenschaftliche Tätigkeit erstreckte sich hauptsächlich auf Fragen, die durch den Bergbau auf Kali aufgeworfen waren. Er betonte scharf das stockartige Auftreten vieler Salzlager und andere mit ihnen verknüpfte Erscheinungen, z. B. die Deformationen, und folgerte daraus, daß tektonische Vorgänge allein zu ihrer Erklärung nicht ausreichen. Nach ihm und ARRHENIUS beruht die Entstehung der Salzstöcke vielmehr auf dem Salzauftrieb, d. h. auf einem isostatischen Vorgange, der sich durch Auflösung des Salzes unter verstärktem Druck und durch Auskristallisation unter vermindertem Druck vollzieht. Dabei zeichnet die Tektonik nur in den meisten Fällen die Linien vor, auf denen die »Ekzeme« emporwachsen.

Später ist LACHMANN aber dazu geführt worden, auch die Deckentektonik der Alpen durch ähnliche Umkristallisationen infolge »kristallokinetischer Störungen« zu erklären und die allerdings auffallend gestalteten Gräben Mitteldeutschlands als »Auslaugungskanäle über Ekzestreifen« zu deuten.

Soweit dürften nur wenige Forscher dem Verstorbenen folgen; aber zweifellos gebührt LACHMANN das Verdienst, die Erörterungen über die Entstehung der Salzstöcke angeregt und in neue Bahnen gelenkt zu haben. Sein frühzeitiger Tod ist für unsere Wissenschaft ein bedauerlicher Verlust.

STEINMANN.

Schriftenverzeichnis.

1908.

Der Bau des Jackel im Obervintschgau. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. 21.
 Neue ostungarische Beauxitkörper und Beauxitbildung überhaupt. — Zeitschr. f. prakt. Geol., 353—362.

Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkantyps (Hemidiatrema) aus dem Rezegebirge. *Z. D. geol. Ges.* **61.** Mon.-B., 326—331.

Der Eruptionsmechanismus bei den Eugeneentrichyten. *Z. D. geol. Ges.* **61.** Mon.-B., 331—340.

1910.

Das Faltungsproblem des westfälischen Steinkohlengebirges. — Glückauf.

Studien über den Bau von Salzmassen. — Kali, Heft 8, 9, 24.

Überschiebungen und listrische Flächen im westfälischen Karbon. — Glückauf.

Über autoplaste (nicht tektonische) Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. — *Z. D. geol. Ges.* **62.** Mon.-B., 113—116.

Über die Natur des EVERDINGSCHEN deszendenten Hauptsalzkonglomerats. — *Z. D. geol. Ges.* **62.** 318—321.

Salinare Spalteneruption gegen Ekzemtheorie. — *Z. D. geol. Ges.* **62.**, 597—601.

1911.

Hauptprobleme der Kaligeologie. — Monatshefte f. d. naturw. Unt. **4.**, 225—229.

ERICH HARBORT im Streit gegen die Ekzeme. — *Z. D. geol. Ges.* **63.** Mon.-B. 489—497.

Der Salzauftrieb. 1. u. 2. Folge. — Kali 8, 9, 22, 23, 24; 3. Folge. — Kali 1912. 14, 15, 16, 17.

Über diagenetische Deformationen von Salzgesteinen. — *Centralbl. f. Min.*, 534—536.

W. KRANZ' Einwürfe gegen meine Beobachtungen in den Euganeen. — *Centralbl. f. Min.*, 682—684.

1912.

Über die Bildung und Umbildung von Salzgesteinen. — *Jahresber. schl. Ges. vaterl. Kultur* 1912.

Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen. — *Jahresber. schl. Ges. vaterl. Kultur*, 1 ff.

Zur Tektonik Norddeutschlands. — *Z. D. geol. Ges.* **64.** Mon.-B., 477—478.

Ekzeme als geologische Chronometer. — *Z. D. geol. Ges.* **64.** Mon.-B., 553—568 5 Taf.

ARBHENTUS u. LACHMANN: Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten u. ihre Anwendung auf geologische Probleme. — *Geol. Rundschau* **3.** 139—157.

Weiteres zur Frage der Autoplastie der Salzgesteine. — *Centralbl. f. Min.*, 46—48.

Beiträge zur Plastizitätsfrage. — *Centralbl. f. Min.*, 745—757. 4 Taf.

1913.

Über einen vollkommen plastisch deformierten Steinsalzkristall aus Boryslaw in Galizien. — *Zeitschr. f. Kristallogr.* **52.** 2.

Über den Bau alpiner Gebirge. — *Z. D. geol. Ges.* **65.** Mon.-B., 157—173.

Über den heutigen Stand der Ekzemfrage. — Kali, 7.

1914.

Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. — *Z. D. geol. Ges.* **66.** Mon.-B., 227—244. 5 Textf.

Eine bemerkenswerte Störung des Steinkohlengebirges bei Schleges in Niederschlesien. — BRANCA-Festschrift.

1915.

Antimon und Schwefelkies bei Pezneck in Ungarn. — *Z. f. prakt. Geol.* **23.** 195—204. 3 Textf.

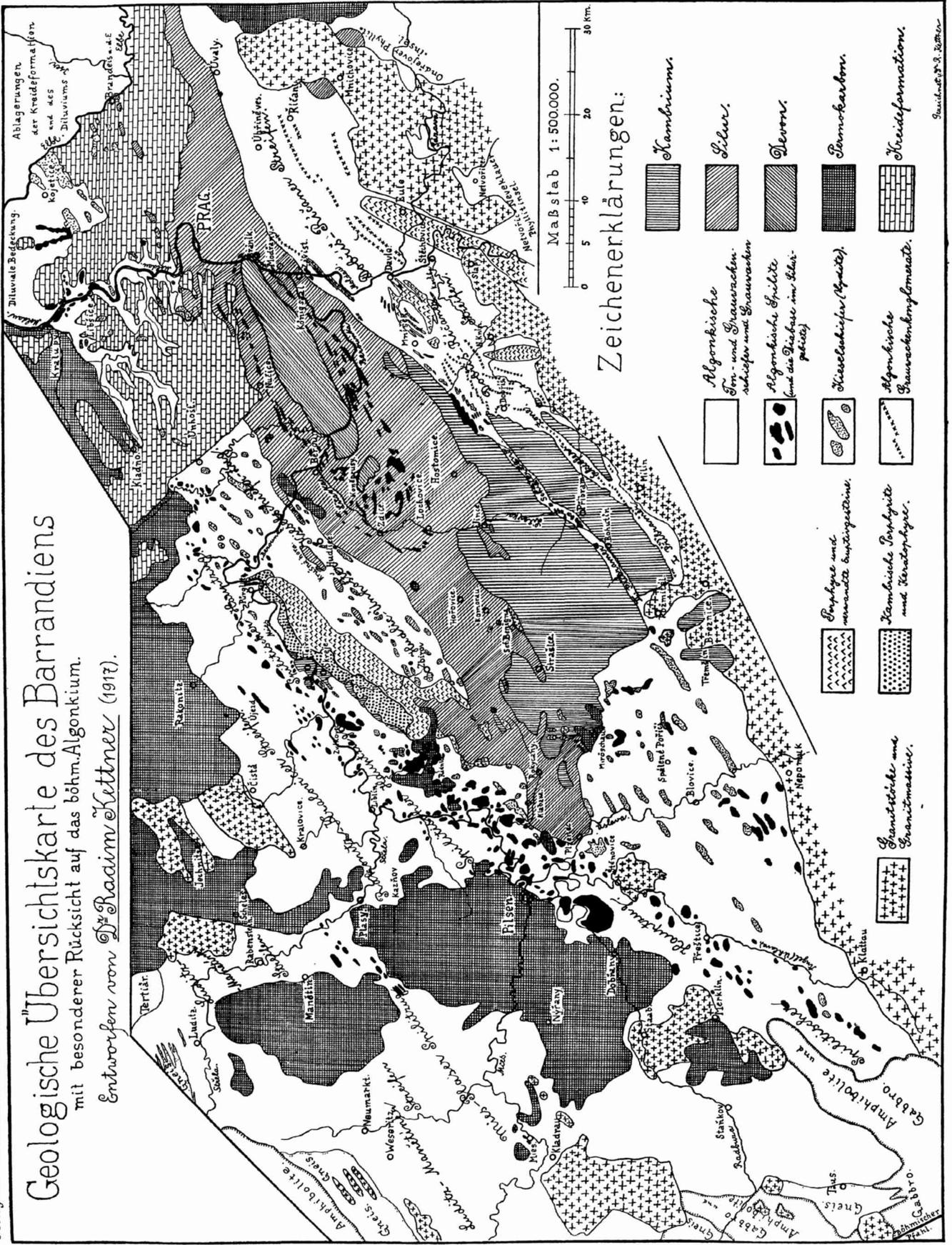
1917.

Ekzeme und Tektonik. — *Centralbl. f. Min. usw.* 1917. 414—426. 5 Textf.

Geologische Übersichtskarte des Barrandiens

mit besonderer Rücksicht auf das böhm. Algonkium.

Entworfen von *Dr. Radim Kettner* (1917).

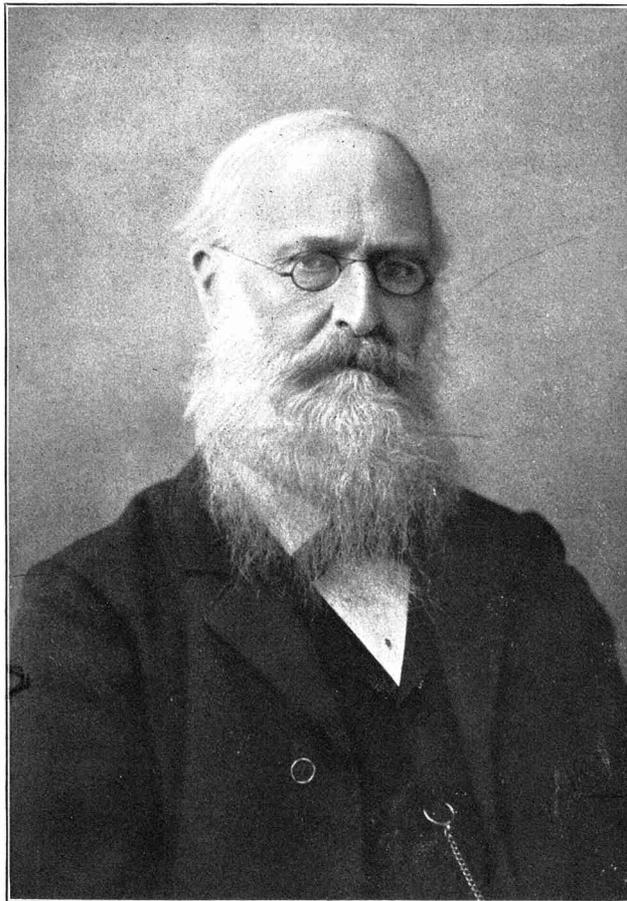


Maßstab 1:500.000.

Zeichenerklärungen:

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

Kettner.



Ernst Wilhelm Benecke.



Richard Lachmann.

2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen, Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen, usw. Geologischer Unterricht.

An den Schriftleiter Professor **W. Salomon, Heidelberg:**

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie, Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erdinneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Technische Geologie.

An den Schriftleiter Professor **O. Wilckens, Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 22:**

Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

Die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen erhalten 50 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 *M.*, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 *M.* für den Bogen bezahlt. Von den Besprechungen werden 30 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Die Kosten für Satzverbesserungen, die das übliche Maß überschreiten, fallen den Verfassern zur Last.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Schriftleitung erforderlich.

In der Niederschrift sind zu bezeichnen:

Verfassernamen — (Majuskel), Versteinerungsnamen — (kursiv), wichtige Dinge — (gesperrt), Überschriften = = = = = fett.

Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung“.

§ 3. Mitgliedschaft.

Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Kassensführer*. Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der Jahresbeitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die „Geologische Rundschau“ (8 Hefte zu 4—5 Bogen im Jahre) unentgeltlich und portofrei zugestellt.

Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassensführer* einzuzahlen, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

Der Vorstand:

Vorsitzender:	E. Kayser (Marburg)
Stellvertret. Vorsitzender:	G. Gürich (Hamburg)
„	„ F. J. Becke (Wien)
„	„ L. v. Lóczy (Budapest)
„	„ Ch. Schuchert (New Haven)
Schriftführer:	Fr. Drevermann (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria-Allee 7)
Stellvertret. Schriftführer:	R. Liesegang (Frankfurt a. M.)
Schriftleiter	G. Steinmann (Bonn, Poppelsdorfer Allee 98)
„	„ W. Salomon (Heidelberg)
„	„ O. Wilckens (Straßburg i. E.)
* Kassensführer:	Frau R. Drevermann (Frankfurt a. M.-Eschersheim, Häberlinstr. 53).

Die früheren Jahrgänge der *Geologischen Rundschau*, außer den Jahrgängen 1915/16, können von den Mitgliedern der *Geologischen Vereinigung* durch den *Kassensführer* zum Preise von *M.* 10.— bezogen werden.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Sobald erschienen:

**Müller-Erbach, Prof. Dr. R., Das Bergrecht
Preußens und des weiteren Deutschlands.**

Zweite Hälfte. Leg. 8. 1917. geh. M. 12.—; komplett geh. M. 22.—
in Leinw. geb. M. 24.40.

Mit der zweiten Hälfte liegt das neue Lehrbuch, dessen erste Hälfte bei
Erscheinen von der Fachpresse glänzend aufgenommen wurde, nunmehr vollständig
vor. Es enthält eine Gesamtdarstellung der wirtschaftlichen und rechtlichen Lage
des früheren und heutigen Bergbaus.

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN IN LEIPZIG

Chemische Krystallographie

von

Prof. Dr. P. von Groth

- I. Teil:** Elemente. Anorganische Verbindungen ohne Salzcharakter. Einfache und komplexe
Halogenide, Cyanide und Azide der Metalle, nebst den zugehörigen Alkylverbindungen.
Mit 389 Figuren im Text. VIII und 626 S. gr. 8. In Leinen geb. M. 20.—
- II. Teil:** Die anorganischen Oxo- und Sulfosalze. Mit 522 Figuren im Text. VII und 914 S.
gr. 8. In Leinen geb. M. 32.—
- III. Teil:** Aliphatische und hydroaromatische Kohlenstoffverbindungen. Mit 648 Figuren im
Text. IV und 894 S. gr. 8. In Leinen gebunden M. 30.—
- IV. Teil:** Aromatische Kohlenstoffverbindungen mit einem Benzolring. Mit 828 Figuren im
Text. VIII und 551 S. gr. 8. Nur geheftet M. 40.—
- V. Teil:** (Schluß des ganzen Werkes) befindet sich im Druck.

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN IN LEIPZIG

In Kürze erscheint:

Johannes Brahms Briefwechsel

XIII. Band:

**Johannes Brahms im Briefwechsel
mit Th. Wilhelm Engelmann**

Mit einer Einleitung von **Julius Röntgen** und 2 Bildnissen
182 Seiten. 8. Preis geheftet etwa M. 7.50

Vorliegendes Heft enthält eine Ankündigung über das Handbuch der Palaeo-
geographie Bd. I, 1. Teil von Prof. Dr. Th. Arldt aus dem Verlag von Gebr.
Borntraeger, Berlin, sowie den Verlagsbericht 1917 der Firma Wilhelm
Engelmann in Leipzig.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.