

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

Ch. Davison: The Leicester Earthquakes of August 4th, 1893 and June 21st, 1904. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 1—7. Pl. I. London 1905.)

Das Erdbeben in Leicester vom 4. VIII. 1893 ist vom Verf. schon in einer früheren Arbeit (Proc. Roy. Soc. 47. 1895. p. 87—95) beschrieben worden. Da es indessen in einer innigen Beziehung zu dem jüngeren, im Titel bezeichneten Beben steht, und da die Untersuchung dieser Beziehung einiges Neue für die Beurteilung beider ergeben hat, so hat Verf. jetzt eine beide umfassende Darstellung geben wollen.

1. Erdbeben vom 4. VIII. 1893. Zeit: 6,41 nachm. Intensität 5. Zentrum der Isoseiste 5 in $52^{\circ} 44,6'$ nördl. Breite, $1^{\circ} 13,8'$ westl. Länge. Zahl der Beobachtungen 391 von 298 Orten, sowie 103 negative Beobachtungen von 97 Orten. Ein Kärtchen zeigt die Form der Isoseisten 5, 4, 3. Die Isoseisten 3 und 4 entsprechen einander gut in der Form, 5 weist eine deutliche Verschiebung nach NW. auf. Ihr Zentrum liegt $8\frac{1}{2}$ engl. Meilen vom Zentrum der Isoseiste 4 entfernt. Ebenso bildet die Achse von 5 einen Winkel von etwa 10° mit der von 4.

In einem großen Teil des gestörten Bezirkes wurde wahrgenommen, daß die Erschütterung aus zwei durch eine Zwischenzeit von durchschnittlich $2\frac{1}{2}$ Sekunden getrennten Stößen bestand. Daraus und aus der Form der Isoseisten leitet Verf. auf eine hier nicht wiedergebbare Weise ab, daß das Beben von zwei um 17 engl. Meilen voneinander entfernten Foci ausging, wobei der zeitliche Unterschied zwischen den beiden Stößen geringer war als die von den Erdbebenwellen zum Durchschreiten des Zwischenraumes gebrauchte Zeit. Für derartige Beben gebraucht er bekanntlich die Bezeichnung „Zwillingsbeben“.

2. Erdbeben vom 21. VI. 1904. An diesem Tage fanden zwei Erschütterungen statt, die erste schwächere um ungefähr 3,30 Min. vorm. (Intensität 3, Zahl der Beobachtungen 2 von 2 Orten), und die stärkere um 5,28 vorm. Auf letztere beziehen sich die folgenden Angaben: Intensi-

tät 5, Zentrum der Isoseiste 5 in $52^{\circ} 35.2'$ nördl. Breite und $0^{\circ} 59.5'$ westl. Länge. Zahl der Beobachtungen 249 von 130 Orten und 56 negative Beobachtungen von 44 Orten. Die Form der Isoseisten ist auf einem Kärtchen dargestellt. Im zentralen Teil des gestörten Gebietes bestand die Erschütterung aus zwei, durch eine Pause von etwa 2" unterbrochenen Stößen. Dementsprechend wurden auch 2 Schallphänomene wahrgenommen. Diese „Doppelstoßarea“, die gleichfalls auf der Karte dargestellt ist, fällt weder ganz genau mit der Isoseiste 5 noch mit 4 zusammen und zeigt, daß die beiden Foci nicht identisch sind, aber auch nicht voneinander abgetrennt (detached) liegen. Das Erdbeben wird daher vom Verf. nicht als ein Zwillingsbeben in seinem Sinne (vergl. auch Referat auf p. - 363-), sondern als ein gewöhnliches Doppelbeben aufgefaßt.

3. Ursprung der Erdbeben. Verf. geht hier, wie bei früheren Studien, stets von der Voraussetzung aus, daß Verschiebungen längs Verwerfungen die Ursache der Beben sein müssen. Ebenso setzt er stets voraus, daß in der Nähe des Epizentrums die Entfernungen zwischen aufeinanderfolgenden Isoseisten auf der Seite, nach der die Verwerfungsfläche hin einfällt, größer sein müssen als auf der anderen (vergl. Quarterly Journal, ebenda p. 25). Auf dieser Basis kommt er für das Beben von 1893 zu folgenden Ergebnissen. In der Nähe des NW.-Focus liegt eine das Beben bedingende Verwerfung von im Mittel N. 30 W.-Streichen und NO.-Fallen. Die Verwerfung geht in geringer Entfernung von dem Zentrum der Isoseiste 5 südwestlich vorbei. Für den SO.-Focus erhält er als Mittel-Streichen der Verwerfung zwischen NW. und N. 30 W., ferner SW.-Fallen bei geringer Entfernung vom Zentrum der Isoseiste 4 nach NO. Verf. nimmt an, daß für beide Foci eine einzige Verwerfung mit wechselnder Fallrichtung genüge.

Für das Hauptbeben von 1904 bekommt er „als Elemente der Erdbebenverwerfung“: 1. mittleres Streichen N. 42 W., 2. SW.-Fallen, 3. geringe Entfernung der Verwerfung nach NO. vom Zentrum der Isoseiste 5. Es ergibt sich daraus, daß die Beben von 1893 und 1904 auf derselben Verwerfung entstanden. Tatsächlich hat nun WATTS in der betreffenden Gegend Verwerfungen nachgewiesen, von denen eine nach dem Verf. seine Erdbebenverwerfung sein kann.

Wilhelm Salomon.

Ch. Davison: The Derby Earthquakes of July 3rd, 1904.
(Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 8—17. Pl. II. London 1905.)

Das Derby-Beben vom 24. III. 1903 hat mit dem vom 3. VII. 1904 sehr viele Beziehungen. Die Isoseisten beider Beben sind einander so ähnlich, daß sie von einem einzigen Beben herrühren könnten. Beide Beben sind Zwillingsbeben. Die beiden Epizentren von 1904 fallen nahezu oder genau mit denen von 1903 zusammen. Beide Beben hatten einen „Nachstoß“, der hauptsächlich in der Interfokalregion entstand. Während der Hauptstoß von 1903 um 1,30 nachm. an einem Wochentag stattfand, trat der Hauptstoß von 1904 um 3,21 an einem Sonntagnachmittag ein. Daher

liegen für ihn, obwohl er schwächer war, sehr viel mehr Beobachtungen vor. Man muß wenigstens drei Stöße bei diesem Beben unterscheiden und zwar um 2,28, um 3,21 (Hauptstoß) und um 11,08, sämtlich nachmittags am 3. Juli. Außerdem liegen noch vereinzelte Beobachtungen über kleinere Erschütterungen vor. Der erste Stoß hatte die Intensität 3 bei 5 Beobachtungen von 5 Orten.

Der durch eine Isoseistenkarte erläuterte Hauptstoß erreichte die Intensität 7. Das Zentrum der Isoseiste 7 liegt in $53^{\circ} 0,4'$ nördl. Breite und $1^{\circ} 41,6'$ westl. Länge. Zahl der positiven Beobachtungen 1467 von 653 Orten und 46 negative Beobachtungen von 44 Orten. Aus der Form der Isoseisten geht die Zwillingsnatur des Bebens hervor, obwohl nur etwa der fünfte Teil der Beobachter zwei verschiedene Maxima unterschied. Diese im Vergleich zu dem Zwillingsbeben von 1903 ungünstige Verhältniszahl erklärt sich daraus, daß die beiden Stöße durch eine schwache Mittelerschütterung im zentralen Bebengebiet miteinander verbunden waren. Schallphänomene wurden bei dem Hauptstoß von so vielen Beobachtern wahrgenommen, daß Verf. daraufhin eine isoakustische Kurve auf dem Kärtchen eintragen konnte.

Der „Nachstoß“ (After-Shock) hatte die Intensität 4. Das Zentrum der Isoseiste 4 lag in $53^{\circ} 2,8'$ nördl. Breite und $1^{\circ} 39,5'$ westl. Länge. Zahl der positiven Beobachtungen 76 von 42 Orten, der negativen 2 von 2 Orten. Ein besonderes, kleineres Kärtchen erläutert die Lage der Isoseisten dieses Nachstoßes.

In derselben Weise wie in der in dem vorhergehenden Referate wiedergegebenen Untersuchung kommt Verf. zu folgenden Ergebnissen über die Ursache des Erdbebens. Die Elemente der Bebenverwerfung, wie sie sich aus dem Haupt- und Nachstoß ergeben, sind: 1. N. 31 O. als mittleres Streichen der Verwerfung; 2. NW.-Fallen; 3. Verlauf der Verwerfung wenig südöstlich des Zentrums der Isoseiste 7, also nahebei oder mitten durch den Ort Hognaston. Daraus schließt Verf., daß die Derby-Beben von 1903 und 1904 durch Verschiebungen längs derselben Verwerfung verursacht sind. **Wilhelm Salomon.**

Ch. Davison: Twin-Earthquakes. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 18—34. London 1905.)

Diese Arbeit gibt eine zusammenfassende Darstellung des Erdbeben-typus, den Verf. seit längerer Zeit, unter anderem auch in den im Vorhergehenden besprochenen beiden Arbeiten als „Zwillingsbeben“ beschreibt.

„Das Hauptcharakteristikum eines Zwillingsbebens wird durch das Vorhandensein zweier Intensitätsmaxima bestimmt, die entweder durch eine schwächere erschütternde Bewegung verbunden oder durch eine kurze Ruhepause getrennt sein können.“ Indessen ist diese Eigenschaft nicht ganz allein auf Zwillingsbeben beschränkt, da gelegentlich einem Erdbeben ein anderes so rasch folgt, daß in dieser Hinsicht ein Zwillingsbeben vorzuliegen scheint. Eine genauere Untersuchung lehrt indessen, daß die

beiden Komponenten oder Maxima eines Zwillingsbebens ihren Ursprung in zwei voneinander getrennten Foci¹ haben, während diese bei einem gewöhnlichen Doppelbeben zusammenfallen oder der eine den anderen überdeckt. Ein weiterer, mit dem ersten zusammenhängender Unterschied ist der, daß in dem ganzen Störungsgebiet eines Doppelbebens das zuerst eintretende Beben auch zuerst wahrgenommen wird. Bei einem Zwillingsbeben kann dagegen der zeitlich spätere Impuls an einem Punkte auftreten, bevor dieser von den Vibrationen des früher erschütterten anderen Focus erreicht wird.

Als Beispiele für englische Zwillingsbeben im Sinne des Verf.'s werden aufgeführt das Colchester-Beben vom 22. IV. 1884, die Beben von Cornwall am 17. V. 1892, von Pembroke am 18. VIII. 1892 und 2. XI. 1893, von Leicester am 4. VIII. 1893, von Hereford am 17. XII. 1896, von Carlisle am 9. VII. 1901 und von Derby am 24. III. 1903 und 3. VII. 1904.

Von Erdbeben anderer Länder werden das neapolitanische von 1857, das andalusische von 1884, das von Charleston im Jahre 1886, das Riviera-Beben 1887 und das calabrisch-messinenser Beben von 1894 als Beispiele genannt. Die Cornwall-Beben vom 29. III. und 1. IV. 1898 werden als typische Beispiele gemeiner Doppelbeben hervorgehoben.

Während der 16 Jahre von 1889—1904 betrug die Zahl der in Großbritannien beobachteten Erdbeben 160. Von diesen waren 8 Zwillingsbeben, und diese umfassen 5 von den 7 Beben, welche in dieser Zeit Gebiete von mehr als 10 000 Quadratmeilen (engl.) erschütterten. Ja, die 4 stärksten Beben der letzten 21 Jahre waren sämtlich Zwillingsbeben.

Nach einer Zusammenstellung der Literatur über Zwillingsbeben bespricht Verf. eingehend die einzelnen Eigenschaften und Eigentümlichkeiten dieser Bebenart. Er hebt die große Ausdehnung der Gebiete hervor, innerhalb deren die von ihm untersuchten Zwillingsbeben als Doppelstöße wahrgenommen wurden und zeigt, daß das Verhältnis der Intensitäten beider Stöße bei verschiedenen Beben wechselt, daß aber sehr häufig beide annähernd gleiche Stärke haben. Die Zwischenzeit zwischen den beiden Stößen beträgt bei den meisten bisher untersuchten Zwillingsbeben nur wenige, meist 1—3 Sekunden. Nur in Charleston erreichte sie 34". Mitunter befindet sich mitten in dem Doppelstoßgebiet ein schmaler Streifen, in dem die beiden Stöße gleichzeitig zur Erscheinung kommen. Diesen Streifen nennt Verf. das „synkinetic band“ (synkinetischen Streifen) und die Mittellinie des Streifens die „synkinetische Linie“. Ein solcher Streifen existierte bei den meisten, wenn nicht bei fast allen britischen Zwillingsbeben; aber nur bei dem Hereford- und bei den beiden Derby-Beben konnte seine Gestalt genau festgestellt werden.

Schallphänomene pflegen beide Stöße zu begleiten.

Die früheren Erklärungen für das von dem Verf. als Zwillingsbeben bezeichnete Phänomen beruhten teils auf der Annahme einer unterirdischen Reflexion oder Refraktion einer einheitlichen Erdbebenwelle (MALLET,

¹ Wohl etwa gleich „seismische Herde“.

Neapel 1857, MELDOLA und WHITE, Colchester 1884), teils nahmen sie für die Erschütterung eine Fortpflanzung durch „direkte und transversale Schwingungen“ an (TARAMELLI und MERCALLI, Andalusien 1884). Aber schon 1886 wies Major DUTTON für das Charleston-Beben und 1887 bzw. 1894 MERCALLI für das Riviera- und das calabrisch-messinensische Beben die Existenz zweier getrennter Foci nach. Verf. zeigt, daß diese letztere Annahme richtig ist und auch für die anderen von ihm behandelten Fälle zutrifft. Er weist nach, daß sich die besondere Art der Entstehung solcher Beben in der Form der Isoseisten ausspricht. Sie erfahren charakteristische, auch durch Abbildungen erläuterte Verzerrungen. Die Achsen der inneren Isoseisten können einen Winkel mit denen der äußeren bilden.

Hinsichtlich der Elemente der Zwillingsbeben-Foci zeigt es sich, daß es trotz der Schwierigkeit der Bestimmung dennoch für die meisten britischen Beben gelungen ist, den Abstand der Foci festzustellen. Er ergab sich für Carlisle (1901) zu 23 (engl.) Meilen, Leicester (1893) zu 17, Pembrok (1893) zu wenigstens 8, Hereford (1896) 8—9, Derby (1903) 8—9, Derby (1904) 6—7, Colchester (1884) 4. Für das Riviera-Beben soll der Abstand 35, für das neapolitanische (1857) 24, für Charleston (1886) 13 Meilen betragen.

Die Zwillings-Foci sind in der Regel in der Richtung ihrer Verbindungsgeraden verlängert, so daß Verf. sagt, es sei „schwierig, dem Schlusse zu widerstehen, daß die beiden Foci Teile einer und derselben Verwerfung“ seien. Was ihre Tiefe unter der Erdoberfläche betrifft, so hält es Verf. mit Major DUTTON und MERCALLI für wahrscheinlich, daß sie sich in verschiedener Tiefe befinden.

Als Ursache der Zwillingsbeben wird das Wachstum einer Falte angesehen, welche von der das Beben veranlassenden Verwerfung (originating fault) transversal geschnitten wird. Das Wachstum der Falte hat das Bestreben, „die Antiklinale antiklinaler, die Synklinale synklinaler“ zu machen, während der Mittelschenkel im wesentlichen ungestört bleibt. Bei dieser Annahme besteht der seismische Herd (focus) aus zwei getrennten Teilen von verschiedener Tiefe.

Als eine Stütze dieser Auffassung sieht Verf. es an, daß nach MARCEL BERTRAND der mittlere Abstand zwischen aufeinanderfolgenden Antiklinalen (bezw. Synklinalen) Frankreichs zwischen 18 und 24, der Abstand zwischen einer Antiklinale und der ihr folgenden Synklinale also zwischen 9 und 12 Meilen beträgt. Wäre diese vom Verf. aufgestellte Hypothese richtig, dann würden allerdings die Zwillingsbeben eine ganz besondere Stellung unter den Erdbeben einnehmen. Indessen dürfte es für die meisten Leser der naturgemäß sehr viel ausführlicheren Originalarbeit nicht zweifelhaft sein, daß gerade diese Erklärung des Verf.'s wohl der schwächste Punkt in seiner interessanten und lesenswerten Untersuchung ist.

Wilhelm Salomon.

Petrographie.

R. Beck: Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. (Min. u. petr. Mitt. 1904. 23. 276—297.)

I. Nachträgliche Bemerkungen über die Gneise des Müglitztals (s. dies. Jahrb. 1903. I. -236-). Verf. hatte früher die Biotitgneise als flaserige Granite, die darin eingelagerten Muscovitgneise als veränderte Aplite und Pegmatite kennen gelehrt und die Ansicht ausgesprochen, daß ihre Ausbildung das Resultat einer Druckmetamorphose sei. Dem hatte später ein anderer Bearbeiter des Gebiets, GÄBERT, widersprochen, indem er den charakteristischen Zusammenhang zwischen Kataklasstruktur und Flaserigkeit bestreitet und die Flaserung lediglich als ein Ergebnis des ursprünglichen Erstarrungsprozesses erklärt. Verf. legt nun ausführlich dar, warum er bei seiner früheren Ansicht beharren muß, indem er analoge Beispiele aus der Literatur anführt und an einem neuerdings in dem fraglichen Gebiete von ihm aufgefundenen Stücke zeigt, daß in einem Gangtrum, welches den Biotitgneis schräg zur Flaserung durchsetzt, die Muscovitblättchen den Flasern des Biotitgneises parallel liegen und somit ihre Stellung erst nach der Erstarrung des Gesteins eingenommen haben können.

II. Die Gneise von Mulda. a) Die dichten Gneise vom Fürstenwege südöstlich von Sayda, welche den geröllführenden Gneisen von Obermittweida ähnlich sind, führen in einer aus Quarz mit viel Muscovit und weniger Granat, Feldspat und Biotit bestehenden Grundmasse mit typischer Hornfelsstruktur Gerölle von Quarz, feinkörnigem Quarzit und verschiedenen granitähnlichen Gesteinen von Erbsen- bis Hühnereigröße, welche meistens durch Druck deformiert sind und zuweilen stark gestreckt erscheinen. Bei der mikroskopischen Untersuchung läßt sich konstatieren, daß die Pressung der Umkristallisierung zeitlich vorangeht. Ähnlich verhalten sich die dichten Gneise von Mulda selbst, die, wenn auch nicht Gerölle, so doch Quarze mit klastischen Umrissen enthalten. Auch die mit diesen Gneisen durch Wechsellegerung verknüpften fein- bis mittelkörnigen, schuppigen Biotitgneise dürften als Paragneise aufzufassen sein. Sie sind z. T. als Flammengneise entwickelt. Diese Erscheinung ist auf die Injektion granitischen Magmas zurückzuführen, wie sich an einem Stück von Sayda nachweisen läßt, wo die Flammen mit einem das Gestein durchdringenden pegmatitischen Quarzgang zusammenhängen. b) Der Gneisgranit von Mulda stellt ein zweiglimmeriges, mittelkörniges, schuppiges Gestein mit nur schwach angedeuteter Parallelstruktur dar. Neben den üblichen Gemengteilen ist noch Granat, Titanit, Apatit, Zirkon und Pyrit zugegen; die Struktur ist granitisch, jedoch durch Kataklase deutlich verändert. Das Gestein enthält zahlreiche Einschlüsse, welche z. T. als glimmerreiche Ausscheidungen von unregelmäßiger bis kopfgroßer Gestalt, z. T. als Fragmente eines gneisähnlichen Nebengesteins gedeutet werden. Die letzteren sind entweder lagenförmig geschichtete Fragmente eckiger Form und von derselben Struktur wie in dem Paragneis der Gegend oder milchig-trübe

Quarze. Unter den ersteren finden sich biotitgneisartige Stücke mit Hornblende und Epidot neben anderen, die aus Quarz, Zoisit, Granat, grüner Hornblende, Titanit und Pyrit bestehen; ihre Struktur erinnert durchgehends an die der Hornfelse. Der Gneisgranit greift in viele dieser Einschlüsse in Form von Adern ein, aber er sendet auch größere, stark verästeltete Apophysen in die an ihn grenzenden Paragneise hinein. Diese bis armstarken Gangtrümer liegen teils schräg, teils konkordant zur Parallelstruktur der Gneise, aber meist haben ihre Glimmerschüppchen eine denen des Gneises parallele Lage. Auch die Muscovitgneise der Freiberger Gegend dokumentieren sich durch die neben der Kataklase oft deutlich auftretende Aplitstruktur als sicher eruptiven Ursprungs, während die streifigen Gneise der Umgegend von Sayda die primäre Struktur nicht mehr erkennen lassen.

G. Linck.

E. Becker: Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungspprodukte. Inaug.-Diss. Halle. 78 p. 2 Taf. 2 Skizzen. Frankfurt a. M. 1904.

In der Einleitung „Der Jung-Vulkanismus des Odenwaldes, seine Ursachen und Wirkungen“ bezeichnet Vert. das Auftreten der Basalte des Odenwaldes (und des Vogelsberges) als eine Folgeerscheinung des Einsinkens des Rheintales; aus der Tatsache, daß für die Eruptionen die mittlere Tertiärzeit angenommen werden muß, anderseits den Höhen des Odenwaldes ältere tertiäre Ablagerungen völlig fehlen und die Basaltkegel direkt auf dem älteren Gebirge aufsitzen, folgt, daß beim Austritt des Basaltmagmas das Rheintal schon so weit abgesunken war, daß das etwa früher abgelagerte Tertiär wieder erodiert sein konnte, das Rheintal mithin schon seit der älteren Tertiärzeit in Bewegung gewesen sein muß.

Der geologische, petrographische und tektonische Hauptteil der Arbeit, deren Anordnung das Referat nicht folgt, zeigt nun, daß sich die auf den Roßberg häufig angewendete Bezeichnung „Kuppe“ nicht aufrecht erhalten läßt. Der Nordteil der Basaltmasse zeigt im Osten („Nordbruch“) wie im Westen („Westkegel“) durch die einem umgekehrten Fächer entsprechende Säulenstellung des Basaltes deutlich, daß in ihnen zwei Eruptionszentren (trichterförmige Ausfüllungen durch das Magma) erhalten sind; das Material des zwischen ihnen liegenden „Herrschaftsbruches“ entspricht einer anderen Phase der Eruption als das des Nordbruches — es ist etwas älter, doch liegt kein Anlaß vor, die Ausbrüche zeitlich weit voneinander zu trennen.

Das Gestein des Nordbruches wie des Herrschaftsbruches ist durch Haupynführung charakterisierter Nephelinbasalt. Im Gestein des Nordbruches liegen kristallographisch gut begrenzte Einsprenglinge von farblosem Olivin und bräunlichgrauem Augit in einer Grundmasse von kleinen, nicht sehr regelmäßig begrenzten Körnern und Säulchen von Nephelin und unregelmäßigen prismatischen Kriställchen von licht-

graubräunlichem Augit. „Hauyn erscheint in schwarzblauen flockenartigen Körnern und ist nach Art seines Auftretens als die erste Ausscheidung nach dem Magneteisen anzusprechen. Die größeren Hauyne zeigen annähernd noch kristallographische Bregrenzung. Das Innere ist lichter und erfüllt von zahlreichen Mikrolithen, die den Rand durch Anhäufung erheblich dunkler erscheinen lassen. . . . An einzelnen Stellen sind seine Körner so dicht gestellt, daß sie fast ein Drittel des Nephelins ersetzen“ (Anal. I). Ähnlich ist das Gestein des Herrschaftsbruches; seine Augiteinsprenglinge haben bisweilen einen blaßgrünen Kern, ihr braunvioletter Rand hat die Farbe des Grundmassegemengteils, Magnetit ist sehr reichlich vertreten, Hauyn in einzelnen größeren Kristallen vorhanden (Anal. II).

Im Gegensatz hierzu fehlt dem Gestein des Südbruches der Hauyn, hingegen finden sich an einzelnen Stellen der Grundmasse tiefbraune Biotitblättchen. Die Augiteinsprenglinge sind fast farblos und nicht zahlreich; desto stärker ist bräunlicher Augit als überwiegender Grundmassegemengteil vertreten (Anal. III).

Im östlichen Teil des Rößberges tritt S. 22 O. streichend im dichten Basalt eine breite Zone von Injektionen eines grobkörnigen Nephelinites (Dolerites) auf, von dessen Hauptmasse zahlreiche apophysenartige Verzweigungen ausgehen, bisweilen so zahlreich, daß jedes Handstück Basalt und Dolerit enthält. Die Nepheliniten besitzen hypidiomorphkörnige Struktur und grobes Korn; die Nepheline erscheinen in rechteckigen Individuen von 1—10 mm Breite, blauviolette Augite ragen in sie kristallographisch gut begrenzt hinein, Magnetit und Apatit sind häufig. Bisweilen reichern sich, wie ein 3 cm breiter Gang erkennen läßt, die Nepheline in der Gangmitte an, während die Grenze reicher an Augiten (mit ihrer Längsrichtung senkrecht zur Berührungsfläche stehend) und Apatitnadeln ist; in anderen Fällen treten mehr rotviolette, skelettartig ausgebildete Augite auf, und zwischen ihnen und den Nephelinien befindet sich grünes Glas mit zahlreichen Apatiten. U. d. M. lassen sich Aderchen von 0,5—1 mm beobachten, in denen Nephelin „nach Art der Quarze des Schriftgranites in unvollständigen, verzahnten, schalenförmigen Teiliindividuen“ auftritt. Die Struktur des Nephelinites wird nach dem Vorgange von CHELIUS, der dieses Vorkommen zuerst beobachtete (dies. Jahrb. 1897. II. - 476-), durch die Annahme erklärt, daß der Basalt noch nicht völlig erkaltet war, als der Nachschub erfolgte. Dieser Nachschub ist, wie Analyse V zeigt, saurer als das Hauptgestein.

Diese Injektion ist auf eine Verwerfungszone zurückzuführen, die auf ihren Spalten von Nephelin erfüllt ist; ihr parallel, eine östlich, die anderen westlich von ihr, verlaufen noch fünf weitere Verwerfungszenen, von denen die am meisten westlich gelegene, den Herrschaftsbruch durchsetzende, eine Mächtigkeit von 100 m hat, während die anderen erheblich weniger breit (einige Meter) sind. Durch nach innen von den Grenzflächen aus immer zahlreicher werdende Klüfte wird das Gestein schließlich in plattenförmige, vielfach spitzwinkelig ineinander greifende

Tafeln aufgelöst, oder das Gestein erscheint in kleinere und größere Brocken oder in würfelige und rhomboedrische Fragmente zerlegt, die später durch Eisen und Mangan verkittet wurden. Im Querschnitt zeigen fast alle Klüfte eine Bedeckung der aneinander stoßenden Basaltsplitter von einer 1—3 mm starken Verwitterungsrinde und einen schwarzen Harnisch, bestehend aus Basaltmehl mit Eisen- und Manganerz.

Die Hauptzertrümmerungszonen finden sich nur im Nordteil des Berges und fehlen dem Südteil; hieraus folgt, daß zwischen dem Norden und Süden eine O.—W. streichende Verwerfung hindurchgeht, die ein Absinken des Nordteiles, wie die Lagerung des Rotliegenden im Norden und im Süden, sowie die niedrigere Lage der obersten Kanten der Basalte der Nordseite zeigt, vor dem Eintritt der die Zertrümmerungszonen hervorgerufenen Bewegungen bewirkt hat. Die Streichrichtung dieser Zertrümmerungszonen entspricht SSO.—NNW. verlaufenden jüngsten tektonischen Bewegungen des Odenwaldes und des Vogelsberges.

Erwähnt sei noch das Auftreten eines 2 m hohen Kegels von grau-violetter vulkanischer Asche am Westrande des Südbruches, sowie der in seiner Nähe aufgefundenen, von Basalt überdeckten und durchdrungenen Tuffe, vielleicht ein Einschluß des alten, später vom Basalt umhüllten Tuffmantels, sowie das Auftreten von gerundeten, von Löß überlagerten Basaltblöcken in einer muldenartigen Vertiefung, die vom Verf. als präglazialer Abhangsschutt gedeutet werden und deren Lagerung durch die Annahme erklärt wird, daß sie zur Eiszeit in Schneemassen eingefroren und beim Abschmelzen der kompakten Schneemasse mit dieser abgerutscht seien.

Aus der Schilderung der bekannten, ganz oder teilweise zu Glas geschmolzenen Einschlüsse ist die Beobachtung hervorzuheben, daß der leicht lösliche braune Hydrotachylit und der schwer lösliche grüne Tachylit (auf den Widerspruch im Namen und Eigenschaft macht Verf. aufmerksam) in dem gleichen Einschluß auftreten. Hydrotachylit „bildete sich überall dort, wo wasserhaltige Einschlüsse mit wasserhaltigem Basaltmagma zu Glas unter Druck umgeschmolzen wurden. Gelegentlich erzeugten jedoch die Wasserdämpfe Blasen und verliehen dann den halbgeschmolzenen Fremdkörpern eine mandelsteinartige Struktur. Jede hohle Mandel konnte beim Abkühlen noch größere Mengen Wasserdampf aufnehmen. Die Folge davon war wohl, daß der braune Hydrotachylit am Rande der Mandel von seinem Wasser etwas verlor und in grünen Tachylit überging unter gleichzeitiger Reduktion der Metallocyde in Oxydile, woraus sich die hellgrüne Farbe des Tachylits erklären läßt.“

In dem vierten Hauptteil, Zersetzungprodukte, schildert Verf. zunächst die Auflösung der Basaltsäulen in Kugeln und führt sodann die verschiedene Färbung der Verwitterungsrinde des petrographisch und chemisch identen Gesteins aus dem Nordbruch (hellrot bis graugrün) und aus dem Herrschaftsbruch (dunkel- bis braunrot) auf quantitativ verschiedene, im Herrschaftsbruch durch die stärkere Zertrümmerung gesteigerte Tätigkeit der oxydierenden Atmosphärlinen zurück,

Frischer Basalt					
I.	II.	III.	IV.	Südbruch	V.
Nordbruch	Herrschafts- bruch	(ältere Anal., d. Jahrb. 1869. p. 36)	(neuere Anal., Notizbl. d. Ver. f. Erdk. IV. 17. p. 6. 1896)		Frischer Dolerit (Nephelinit)
SiO ²	40,39	39,31	40,53	39,81	42,93
TiO ²	1,12	0,50	1,80 ¹	0,75	nicht best.
Al ² O ³	15,12	12,39	14,89	18,20	20,13
Fe ² O ³	10,83	{ 1,32 11,22	1,02 11,07	6,87 4,15	7,30
FeO					
MnO	0,20	1,30	0,16	0,22	0,60
MgO	8,76	9,43	8,02	8,35	2,30
CaO	13,84	14,10	14,62	13,83	10,95
Na ² O	2,62	2,95	2,87	3,43	8,99
K ² O	1,84	1,89	1,95	0,77	2,50
H ² O	1,46	2,42	1,44	1,76	0,79
P ² O ⁵	1,23	2,30	1,32	1,44	1,50
SO ³	0,60	—	—	0,24	—
Cl	—	—	Spur	0,18 ³	—
F	—	—	Spur	—	—
S	—	—	Spur	—	—
CO ²	1,66	1,23	0,17	nachgewiesen	—
Cr ² O ³	Spur	—	Spur	—	—
Sa.	99,67	100,36	99,86 ² ab O = Cl ² 0,04	100,00	97,99 ⁴ 99,96
Spez. Gew.	—	3,1236 ⁵	{ 3,043 3,1035 ⁵		
Anal.: BECKER	BECKER	PETERSEN	SONNE	BECKER	
Zersetzer Basalt					
	VIa (l. c. p. 7).	VIb.	VIIa (l. c. p. 7).	VIIb.	
SiO ²	36,74	39,38	38,25	39,36	
P ² O ⁵	1,64	1,54	1,65	wurde nicht geprüft	
CaO	3,54	3,32	4,12	"	"
CO ²	—	nachgewiesen	nachgewiesen	"	"
Na ² O	0,80	0,92	0,35	0,43	
K ² O	0,26	0,32	0,32	0,37	
H ² O {chem. geb. { 5,15} {mech. " {14,45}		18,45	{ 6,02 {13,77}	19,23	
Anal.: SONNE	BECKER		SONNE	BECKER	

¹ nicht 1,50 wie bei BECKER.

² nicht 99,36 wie bei BECKER.

³ fehlt bei BECKER.

⁴ nicht 97,98.

⁵ von BECKER bestimmt.

während auf den petrographisch verschiedenen, chemisch aber mit den nördlichen Vorkommen übereinstimmenden Basalt des Südbruches, wie die graue Farbe seiner Verwitterungsrinde zeigt, die Atmosphärlilien überhaupt nicht oxydierend eingewirkt haben. Im übrigen ist infolge der stärkeren Insolation und wegen seiner Lage auf der Wetterseite die Zersetzung im Südbruch weiter fortgeschritten als auf der Nordseite. Einzelne chemische Bestimmungen, ausgeführt an dem am stärksten zersetzen Basalt der Nordseite, zeigen die Reihen VI a und VI b, entsprechende Bestimmungen am Nephelinit (Dolerit) VII a und b.

Im Südbruch tritt, die Südostecke des Basaltbereiches bildend, ein Hügel von zersetzen Basalt auf, der Apatit und Phosphorit in derartiger Menge enthält, „daß man fast von einem Phosphoritberge sprechen könnte“. Die Phosphate treten hier in Knollen bis zu Kopfgröße auf, sind gewöhnlich weiß oder gelblich und im allgemeinen feinkristallin. Mit LÜDECKE nimmt Verf. eine Auflösung des Apatites in dem Basaltgrus an, in dem er sich als leicht löslicher, den Angriffen der Atmosphärlilien aber erst nach Zerfall der umschließenden jüngeren Gemengteile des Basaltes zugänglicher Bestandteil finde; aus dieser Lösung scheiden sich dann die Phosphate wieder ab. Zur Erklärung der großen Menge des Phosphates speziell in diesem Teil des Bruches weist Verf. auf die Anreicherung des Apatits in den Salbändern der Nephelinitapophysen gegen den feinkörnigen Basalt hin und nimmt eine entsprechende Anreicherung durch pneumatoanalytische Vorgänge an der Grenze des Nephelinites gegen den Basalt überhaupt an; an der westlichen Grenze der Durchdringungszone haben dann die oben erwähnten tektonischen Vorgänge eine intensive Auslaugung der Gesteine vorbereitet und aus der Lösung haben sich in der Nähe die Phosphate wieder ausgeschieden. Der Apatit ist ein fluorhaltiger Chlorapatit. Ein „Phosphorit-(Apatit)-Knollen“ enthielt $60,16\% \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$; der Rest, auf 100 berechnet, ergab $\text{CaO} 57,70$, $\text{P}_2\text{O}_5 42,33$, $\text{Cl} 5,95$, CO_2 und F wurde nachgewiesen; in weißem Phosphorit bestimmt Verf. $\text{CaO} 47,59$, $\text{P}_2\text{O}_5 37,78$, $\text{SiO}_2 10,38$; nahezu übereinstimmend hatte SONNE früher $\text{CaO} 48,47$, $\text{P}_2\text{O}_5 35,44$ gefunden. Der Phosphorit ist, wie auch LÜDECKE gefunden hatte, leicht löslich, nach Ansicht des Verf's somit zur Verwertung als Düngemittel geeignet; auch das auf der Südwestseite gelegene Tufflager, in dem LÜDECKE $3,73\% \text{P}_2\text{O}_5$ festgestellt hatte, würde Abbau und Aufbereitung auf phosphorhaltige Düngerstoffe lohnen.

Gesteinsanalysen werden mitgeteilt (p. -370-).

Die von BECKER ausgeführten Analysen sind neu, die übrigen älteren Arbeiten entnommen; sie werden hier der Vollständigkeit wegen aufgeführt, weil IV, VI a und VII a in dies. Jahrb. nicht mitgeteilt wurden.

Milch.

F. Weber: Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefolgschaft. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lieferung XIV. 1904. 5 Taf. 14 Zinkogr.)

Die vorliegende Arbeit gibt die geologische und sehr eingehende petrographische Beschreibung der Gesteine des östlichen Aarmassivs zwischen Oberalpstraße und Oberalpstock.

Die Hauptmasse bildet ein Syenitzug, in granitischen Gesteinen eingelagert, von ihnen durch kristalline Schiefer getrennt. Der Syenit ist ein normaler Syenit (Kalisyenit). Sein Feldspat ist hauptsächlich Mikroklinmikroperthit in Parallelanordnung der einsprenglingsartigen Individuen. Die Parallelstruktur wird als wesentlich primär aufgefaßt. Basische Ausscheidungen bieten Interesse durch außerordentlich große Ausbildung der akzessorischen Gemengeanteile und häufige pleochroitische Höfe, die Verf. damit erklärt, daß bei der Zersetzung des Orthit von diesem Substanzen (Fe_2O_3 und Sesquioxyde der seltenen Erden) ins Nachbarmineral wandern.

Am Rande des Massivs machen sich vielfach mechanische Einwirkungen auf das Gestein geltend in mechanischer Deformation und mineralogischer Umwandlung (Epidot- und Sericitbildung).

Von Ganggesteinen werden beschrieben hauptsächlich aus der Syenitzone, aber auch aus ihrer näheren Umgebung:

Spessartitgänge mit einsprenglingsärmeren feinkörnigen Sälbändern. Umwandlungen in Schiefer, die aus Biotit, Epidot, Klinozoisit, Albit, Sericit und Quarz bestehen.

Kersantit mit Übergängen zu Glimmerdioritporphyrit.

Saure Ganggesteine sind Granitporphyrt mit vorwiegender Grundmasse und nur Plagioklas (Andesin) als Einsprengling. Granophyre und alsbachitische Typen werden aufgeführt.

Die Aplite sind ziemlich basisch mit reichlichem Plagioklasgehalt. Es werden unterschieden: Hornblende-, Biotit- und Muscovitaplite.

Pegmatitartige Massen mit blaugrauem Mikroklin finden sich im Zentrum von Aplitgängen.

Die Ganggesteine Spessartit, Kersantit, Granitporphyrt und Aplit werden als basische resp. saure Spaltungsprodukte eines intermediären Magmas aufgefaßt, wobei paarweise Kersantit gegen Granitporphyrt, und Spessartit gegen Aplit einander gegenübergestellt werden. Daraus wird das wahrscheinliche Stammmagma nach verschiedenen Methoden ermittelt: 1. Zahlenmäßig durch die Mengenverhältnisse der Kerne ROSENBUSCH's resp. BRÖGGER's; 2. graphisch durch das Differentiationsdiagramm nach IDDINGS, LOEWINSON-LESSING etc.; 3. mit dem BECKE'schen Doppeldreieck und 4. mit der OSANN'schen Dreiecksprojektion. Als Stammmagma resultiert ein „Quarzsyenit“, der vom Hauptsyenit des Gebietes wesentlich abweicht. Entsprechende Gesteine wurden dagegen am Südrand des Gebietes aufgefunden.

In den den Syenit begleitenden und ihn durchziehenden Schiefern wird Kalksilikathornfels nachgewiesen und als Kontaktprodukt angesehen.

Analoga der petrographischen Ausbildung der Gesteine im Piz Giuf-Gebiet finden sich in anderen Teilen des Aarmassivs. Gewissermaßen als Fortsetzung der beschriebenen Syenitzone wird eine basische Fazies des „Grimselgneises“ (nördlich der Paßhöhe) angesehen. Im ganzen wird die Gesamtzusammensetzung der Gesteine im Aarmassiv von Ost

nach West hin eine saurere, ebenso von den Rändern im Norden und Süden nach der Mitte hin.

Was die Altersfolge der Intrusionen anbetrifft, so scheinen die saureren Tiefengesteine die jüngeren zu sein. Von den Ganggesteinen sind die meist differenzierten: Spessartit und Aplit die jüngsten. Verf. hält für wahrscheinlich, daß der Windgällenporphyr das effusiv Äquivalent der Granitporphyre des Giuf-Gebietes resp. seines nördlichen Vorlandes darstelle. Somit wäre die Hauptintrusion der Aarmassivgesteine, die als ein genetisch einheitlicher Intrusivkomplex betrachtet werden, zur Carbonzeit erfolgt. Tertiäre Nachschübe von Lamprophyren und Apliten hält Verf. für nicht ausgeschlossen.

H. Preiswerk.

G. D'Achiardi: Metamorfismo sul contatto fra calcare e granito al Posto dei Cavoli presso S. Piero in Campo (Elba). (Atti della Società tosc. di sc. nat. in Pisa. Memorie. 19. 1903. 106—144. Mit Taf. IV—VI.)

Verf. gibt von seiner sehr sorgfältigen Arbeit über den Kontakt von Kalk mit dem Granit des Mte. Capanne bei S. Piero auf Elba folgende Zusammenfassung. Der Kalk gehört in die Schieferserie, die den Granit umschließt, tritt in unmittelbare Berührung mit diesem, hat aber nur geringe Ausdehnung. Er und die Schiefer sind stark verändert, jener ganz in Marmor umgewandelt oder in Cipollin zerblättert; sein ursprüngliches Aussehen und ein früher behaupteter Übergang in Alberese waren nicht nachweisbar. Zwischen Kalk und Granit schiebt sich eine nur wenige Zentimeter dicke grüne Zone ein, an deren beiden Seiten die Gesteine ungewöhnliche Zusammensetzung haben, aber beim Granit verschwinden die Abweichungen rascher. Der normale weiße Biotitgranit verliert gegen den Kontakt seinen Glimmer, wird von kleinen weißen Aplitgängen durchzogen und ist saurer, da die Plagioklase abnehmen und die Alkalifeldspate zunehmen. Er geht dadurch in einen Alkaligranit über. In den aplitischen Apophysen fehlt der Biotit fast ganz. Am Kontakt selbst erscheinen saure Natron-Kalkfeldspate häufiger und dazu gesellen sich Titanit und Malakolith in Körnern. Das grüne Grenzband besteht aus feinen Körnchen von Pyroxen und Epidot, welcher an Stelle des Titanit tritt, Quarz ist verschwunden, Feldspat selten und basisch-kalkreich. An der dem Kalk zugewandeten Seite herrschen Wollastonit, Dipyrr und Hedenbergit vor. Diese Mineralien reichen auch in den Marmor selbst hinein, am weitesten der Wollastonit, dazu treten nahe der Grenze Vesuvian, Grossular und Humit. Von diesen erscheinen einige auch in den hornsteinähnlichen Knoten des Cipollins wieder. Wenn auch die Mineralneubildung lokal aussetzt, die ganze Sedimenthülle ist metamorphosiert, wobei die Kontaktstelle selbst deutlich den Einfluß granitischer Materialzuführung erkennen läßt, während weiter auswärts nur Umkristallisation erfolgte. Schmelzung oder Frittung hat nirgends stattgefunden, auch fehlen Anzeichen pneumatolytischer Prozesse, da in allen Analysen nur Spuren von Fluor und Borsäure gefunden wurden.

Diese geologisch-petrographischen Untersuchungen werden begleitet von zahlreichen Analysen aller in Betracht kommenden Gesteine, so daß wieder einmal ein solcher Kontakthof gründlich durchforscht ist. Die Strukturen sind auf drei Tafeln mit 18 mikrophotographischen Bildern dargestellt.

I. Normaler Granit, II. Alkaligranit, III. Aplitadern, IV. Granit unmittelbar am Kontakt, V. grüne Grenzzone, VI. und VIIa. metamorpher Kalk am Granitkontakt, VII. und VIIa. Kalk weiter entfernt von der Grenze, VIII. Hornstein im Cipollin. Sämtliche Analysen sind nach allen Richtungen hin berechnet, die prozentualen Mineralzusammensetzungen ermittelt und diese Resultate dann wieder an dem spezifischen Gewichte geprüft.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	69,92	77,11	73,90	75,60
Zr O ₂	Sp.	—	—	—
Ti O ₂	—	—	—	0,27
P ₂ O ₅	0,24	0,07	0,09	Sp.
Al ₂ O ₃	15,68	13,31	15,20	14,11
Fe ₂ O ₃	4,67	0,81	Sp.	0,64
Mn O	Sp.	—	—	—
Ca O	1,85	1,32	1,20	5,72
Mg O	0,92	0,21	Sp.	0,29
K ₂ O	3,18	3,21	4,14	0,48
Na ₂ O	4,35	4,39	4,49	2,81
H ₂ O	0,59	0,05	0,07	0,09
Glühverlust . . .	—	0,37	0,36	0,46
	101,30	100,85	99,45	100,47
Spez. Gew. . . .	2,69	2,659	2,60	2,643
	V.	VI.	VI a.	VII.
Si O ₂	48,54	21,63	20,57	15,78
Ti O ₂	0,48	—	—	—
CO ₂	0,59	24,93	25,63	30,01
P ₂ O ₅	Sp.	Sp.	0,04	Sp.
Al ₂ O ₃	6,94	2,02	5,13	0,65
Fe ₂ O ₃	1,61	{ 0,77	{ 0,64	} 0,70
Fe O	11,15			
Mn O	1,10	0,87	0,06	Sp.
Ca O	25,93	48,39	42,40	51,66
Mg O	1,40	0,90	2,36	0,79
K ₂ O	0,30	Sp.	Sp.	Sp.
Na ₂ O	0,94	0,34	0,54	0,43
H ₂ O unter 110	0,34	0,31	0,63	0,09
Glühverlust . . .	0,55	0,44	0,63	0,14
Cl	0,07	0,03	0,03	0,07
	99,94	100,63	100,07	100,30
Spez. Gew. . . .	3,112	2,81	2,80	2,81
	2,72	2,72	3,02	

Deecke.

G. d'Achiardi: Cenni su di una anfibolite orneblendica nel Granito di San Piero in Campo (Elba). (Proc. verb. Soc Toscana d. sc. natur. Pisa. 8 p. 3. Juli 1904.)

Am Mte. Capanne auf Elba, welcher schon viel untersucht ist, hat Verf. eine Scholle von Amphibolit gefunden, die ganz im Granit eingeschlossen und gangförmig von diesem durchbrochen wird. Der Granit ist aplitisch, oder druck-fluidal-schiefrig, führt ganz wenig Biotit, etwas Turmalin, außerdem Sillimanit und Andalusit. Seine Analyse folgt unter I. Der Amphibolit besteht aus gemeiner Hornblende, einem zoisitischen Plagioklase mittlerer Zusammensetzung und aus Titanit. Die Feldspate bedingen Ocellarstruktur, der Titanit tritt in Körnern und Adern auf und dürfte z. T. aus Titaneisen entstanden sein. Der Amphibolit erinnert an manche der aus Diabasen oder Gabbros entstandenen Grünschiefer. Seine Zusammensetzung gibt Analyse II.

	I.	II.
SiO ₂	76,28	54,30
TiO ₂	—	3,27
P ₂ O ₅	—	0,09
Al ₂ O ₃	14,22	13,25
Fe ₂ O ₃	—	3,27
FeO	—	8,62
MnO	—	0,16
CaO	1,19	8,85
MgO	—	4,84
K ₂ O	3,90	0,20
Na ₂ O	4,95	3,51
H ₂ O	0,08	0,15
Glühverlust	0,24	0,32
	100,86	100,83

Deecke.

E. Clerici: Sulla stratigrafia del Vulcano Laziale. (Atti R. Accad. d. Lincei. 1904. (5.) Rendic. Cl. di sc. fis., mat. e nat. 18. Dez. 614—618.)

Diese Notiz ist eine Zusammenfassung zahlreicher, früher in dies. Jahrb. referierter Arbeiten vom Verf. und anderen und gibt eine Gliederung der Schichten am Fuße der Albaner Vulkane, die hier nicht wiederholt zu werden braucht.

Deecke.

F. Millosevich: Osservazioni mineralogiche sulle rocce metamorfiche dei dintorni di Tolfa. (Boll. Soc. Geol. Ital. **23**. 277—291. Roma 1904.)

Aus dem Gebiet der Tolfa, das in letzter Zeit mehrfach eingehend geschildert wurde, sind in diesem Artikel als Ergänzung zwei Kalk-

Granatgesteine als metamorphe Bildungen beschrieben. Sie sind wenig verbreitet, eigentlich auf den Distrikt der Eisenerze beschränkt. Das erste ist ein feinkristalliner Kalk mit etwas Granat, Epidot und Wollastonit, das zweite ein kalkhaltiger Granatfels vom Mte. della Rocaccia. In diesem kommen Perimorphosen von Granat um Calcit und Pseudomorphosen von Wollastonit nach Granat vor. — Verf. wendet sich gegen die Lotri'sche Hypothese, daß unter der Tolfa ein Granitstock sei, auf den diese Metamorphose zurückginge. Irgendwelche Beweise für den Granitkern gäbe es bisher nicht, auch sei diese Umwandlung zu unbedeutend und ebensogut wie die unterteufelnden Eisenerze auf Wirkungen des Trachyts und seiner Fumarolen zurückzuführen.

Deecke.

G. Capeder: Le colonne scalariformi e le pozze a scaglioni nella grotta di Nettuno al Capo Caccia (Sardegna). (Boll. Soc. Geol. Ital. **23**. 362—370. Roma 1904.)

Am Kap Caccia bei Alghero, Sardinien, ist eine Tropfsteingrotte, in der einige außergewöhnliche Stalaktitenbildungen zu sehen sind, nämlich leiterförmige Säulen von Kalksinter und stufenförmig untereinander gesetzte Kalktuffschalen. Die Leitern entstehen durch regelmäßigen Tropfenfall, die Schalen durch langsam Abfließen über unregelmäßig vertieften Boden (und kommen ganz ebenso, wenn nicht schöner, als sogen. „Brunnen“ in der Höhle von St. Kanzian im Karste vor). **Deecke.**

E. Repossi: Appunti mineralogici sulla Pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). (Rendic. R. Accad. dei Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5.) **13**. 1904. 186—190.)

In dem Pegmatit, der am See Piona bei Olgiasca in der Nähe des Lago di Como auftritt, hatte MELZI Rutil in größeren Kristallen gefunden. Verf. hat letztere untersucht, gemessen und mit mikrochemischen Reaktionen geprüft. Es ist kein Rutil, sondern Zirkon, der die Flächen (100), (110), (111), (311) zeigt. Der darin vorkommende, von MELZI als Oligoklas-Albit beschriebene Feldspat gehört zum Albit. Neu ist das Auftreten von Apatit. **Deecke.**

G. Piolti: Sull' aplite di Cesana Torinese. (Atti R. Accad. d. Scienze Torino. **40**. 4. Dec. 11 p. u. 1 Taf. 1904.)

In der Val di Susa, wo granitische Gesteine sonst fehlen, ist bei Cesana ein 3,5 m mächtiger Gang in den Kalkphylliten aufgefunden, welcher nach der mikroskopischen Untersuchung zum Aplit gehört. Er besteht aus Quarz, großen Oligoklasen und kleineren Andesinen, außerdem enthält er Strahlstein, Glaukophan, Titanit, Pyrit. Die randlichen dunkleren Partien, die im Kontakt mit den Phylliten stehen, haben Bruchstücke desselben aufgenommen, zeigen anscheinend kugelige Struktur durch

strahlsteinreiche und -arme Zonen, führen Titanit und Glaukophan. Ferner macht sich dort eine stark hervortretende Kataklasstruktur bemerkbar. Die zentralen Teile sind reiner Aplit ohne Zertrümmerung und ohne Glaukophan und Titanit. Dieser Gang, der vielleicht in die Eruptionsfolge des Mt. Gimont gehört, ist jünger als die Phyllite, welche aber ihrerseits wahrscheinlich ein sehr verschiedenes Alter besitzen. **Deecke.**

L. Colomba: Osservazioni petrografiche e mineralogiche sulla Rocca di Cavour. (Atti Accad. d. scienze. **39**. 15. Mai 1904. Torino. 13 p. u. 1 Taf.)

Zwischen Po und Pellice taucht aus der Ebene Piemonts eine Insel kristallinen Gesteins bei dem Orte Cavour auf. Ihre Gesteine sind untersucht und stellen sich nicht, wie früher angenommen, als ein Granit, sondern als ein grobkörniger resp. porphyrtartiger Gneis dar, freilich mit granitoidem Habitus, weil die Schichtung zurücktritt. Er soll zwischen bald graphitführenden, bald graphitfreien Glimmerschiefern liegen. Im übrigen ist es ein granatführender Biotitgneis, dessen einzelne Gemengteile nichts Besonderes bieten, aber seitenlang beschrieben werden. Den Gneis durchsetzen Quarzgänge; aus diesen stammen große, recht reine Adularkristalle. **Deecke.**

L. Colomba: La leucite del tufo di Pompei. (Boll. d. Soc. Geol. Ital. **23**. 1904. 379—391. Taf. 12. Roma 1904.)

In Pompeji ist recht häufig eine blasige braune Schlacke, in der ziemlich große Leucite, Augit und Plagioklas eingebettet sind. Die Leucite sehen nun gar nicht glasig, sondern matt und rissig aus, oft stellt sich nur im Kerne, der kompakt erscheint, der normale Habitus ein. Verf. hat die Leucite untersucht und gefunden, daß weder die ganz großen, noch die ganz kleinen diese Rissigkeit haben, manche mittlerer Größe aber in ausgesprochenem Maße; daß ferner diese Risse in den Subindividuen verschieden, daher in dem Kristall rechtwinklig zueinander verlaufen und der Basis der Subindividuen entsprechen. Sie müssen nach dem Zerfall des großen in die kleinen Kristalle entstanden sein, da sie ja in jedem anders liegen. Auch der Augit zeigt diese Rissigkeit, und das Gestein, in dem sich diese Mineralien befinden, zerfällt in Salzsäure vollständig. Verf. meint, daß diese Schlacken bald nach oder während des Auffallens auf den Boden rasch abgelöscht, stark abgekühlt und dadurch rissig geworden seien, was immerhin möglich sein kann. **Deecke.**

E. Monaco: Sull' impiego delle rocce leucitiche nella concimazione. (Le staz. sperimental. agr. ital. **37**. Fasc. 10—12. 1031—1034. Modena 1904.) [Dies. Jahrb. 1904. II. - 238 -]

In derselben Weise wie das leucitreiche Gestein von Orchi ist nun der bei Valogno piccolo anstehende Leucitophyr auf Löslichkeit für

Bodensäuren und als Dungmittel untersucht. Dies Gestein mit 59,34 SiO₂, 25,66 Al₂O₃ + Fe₂O₃, 1,08 CaO, 7,94 Na₂O, 5,06 K₂O und 0,92 H₂O besteht aus 42 % natronreichen Leucits, 57 % Sanidin, 1 % Augit und gab bei Behandlung mit Torfwasser 0,161 K₂O, 0,181 Na₂O, mit kohlen-säurehaltigem Wasser 0,136 K₂O und 0,112 Na₂O ab. Es wäre also als Alkalidünger brauchbar.

Deecke.

P. Termier et A. Leclère: Sur la composition chimique des assises cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne (Alpes occidentales). (Compt. rend. de l'Acad. des sci. 138. 1904. 646—647.)

Die kristallinen Schiefer der Kette von Belledonne stellen paläozoische Sedimente dar, metamorphosiert vor Ablagerung des Stephanien. Sie bestehen aus Glimmerschiefern, Gneisen, Tonschiefern, durchsetzt von Gabbro-lagergängen.

Sieben besonders typische Gesteine mit relativ geringem Mg-Gehalt wurden analysiert.

1. Tonschiefer von La Pra. Glühverlust 3,9, Kohle 0,23.

SiO₂ 62,9, TiO₂ 0,7, Al₂O₃ 18,7, Fe₂O₃ 9,6, MgO 0,3, CaO 1,0, Na₂O 1,9, K₂O 4,9; Sa. 100,0.

2. Quarztschiefer von La Pra. Glühverlust 1,7, Kohle in Spuren.

SiO₂ 89,9, TiO₂ 0,1, Al₂O₃ 3,1, Fe₂O₃ 1,7, MgO 0,1, CaO 0,6, Na₂O 1,2, K₂O 3,5; Sa. 100,2.

3. Tonschiefer vom Espalier. Glühverlust 4,2, Kohle 0,75.

SiO₂ 59,6, TiO₂ 1,1, Al₂O₃ 16,3, Fe₂O₃ 12,2, MgO 0,9, CaO 1,2, Na₂O 5,7, K₂O 2,9; Sa. 99,9.

4. Tonschiefer vom Espalier. Glühverlust 6,0, Kohle 2,09.

SiO₂ 66,1, TiO₂ 0,6, Al₂O₃ 15,7, Fe₂O₃ 8,8, MgO 0,3, CaO 3,1, Na₂O 2,3, K₂O 3,1; Sa. 100,0.

5. Albitgneis vom Col de Freydane. Glühverlust 2,2, 70 % Albit.

SiO₂ 56,2, TiO₂ 0,8, Al₂O₃ 16,5, Fe₂O₃ 13,2, MgO 0,9, CaO 3,0, Na₂O 8,4, K₂O 0,9; Sa. 99,9.

6. Sericitischer und chloritischer Albitgneis von La Pra. Glühverlust 4,5, 70 % Albit.

SiO₂ 57,5, TiO₂ 0,6, Al₂O₃ 15,3, Fe₂O₃ 11,7, MgO 2,1, CaO 1,2, Na₂O 8,2, K₂O 3,5; Sa. 100,1.

7. Albitgneis von La Pra. Glühverlust 1,3, 32 % Quarz, 14 Orthoklas, 40 Albit.

SiO₂ 72,3, TiO₂ 0,5, Al₂O₃ 14,8, Fe₂O₃ 3,5, MgO 0,6, CaO 1,2, Na₂O 4,9, K₂O 2,4; Sa. 100,2.

Der Alkaligehalt dieser Gesteine variiert zwischen 4 und 12 % und übersteigt meist 6 %; es scheint dadurch die kürzliche Behauptung des einen Verf.'s bestätigt zu werden, daß Regionalmetamorphose nicht ohne Zufuhr von Alkali stattfindet.

Johnsen.

P. Termier: Roches à lawsonite et à glaukophane, et roches à riebeckite de Saint-Véran (Hautes-Alpes). (Bull. soc. franç. de min. **27**. 265—269. 1904.)

Der Glaukophan findet sich am Rande eines Serpentins in grau-violetten Schiefern und stark verändertem Gabbro; seine Nadeln sind zuweilen in ein Mosaik sehr kleiner Lawsonite, mit wenig Titanit, Chlorit und Albit eingebettet. Der Glaukophan ist blaß, im übrigen mit den gewöhnlichen optischen Eigenschaften, der Lawsonit bildet rechteckige Stäbchen. Jenseits der Glaukophangesteine folgt wieder Serpentin, dann harte, quarzige, Chlorit, Glimmer und Kupfererz führende Schiefer, die zuweilen auch Riebeckit enthalten. Er ist makroskopisch fast schwarz, u. d. M. mit sehr starkem Pleochroismus zwischen Indigoblau und hellgelblichgrün, auch mit sehr merklicher Dispersion; Doppelbrechung 0,007, Neigung α : Längsrichtung nur gering. Die Riebeckitgesteine sind ähnlich denen von Vezzani (Korsika) und des Mont Cenis-Gebietes, Verf. vermutet, daß analoge sich bis zum Ostende der Hohen Tauern finden werden; sie sind nicht, wie die Glaukophangesteine metamorphe Gabbros, sondern offenbar metamorphe Sedimente; sie mögen aber insofern mit jenen zusammenhängen, als ihre Metamorphose durch reichliche Zufuhr von Kieselsäure und Natron bei der Intrusion der Gabbros bewirkt wurde.

O. Mügge.

A. de Romeu: Sur une enclave énallagène de l'andésite supérieure du Léoran (Cantal). (Bull. soc. franç. de min. **27**. 270. 1904.)

Der Einschluß besteht aus Sanidin mit sehr vollkommener Absondierung nach $\{010\}$, dadurch veranlaßt, daß parallel dieser Fläche zahlreiche Nadeln bzw. Tafeln von Sillimanit, Andalusit, Korund, Pleonast, Rutil und etwas Biotit eingewachsen sind. Die Sillimanite und Andalusite liegen meist unter sich parallel, zuweilen sind sie auch unter Parallelstellung ihrer Achsen mit ihren Längsseiten oder mit ihren Enden verwachsen. Bei Korund sind die Tafelflächen $\{0001\}$ ebenfalls parallel $\{010\}$. Der Einschluß wird für ein Bruchstück eines gneisigen Gesteins in der Tiefe gehalten, das durch seinen großen Reichtum an schwer schmelzbaren Gemengteilen der völligen Resorption entging.

O. Mügge.

Holmquist: Stelningsstrukturer och metamorfiska bergartsstrukturer. (Geol. Fören. Förhandl. **25**. (1903.) 1904. 392—396. 1 Fig.)

In einem Vortrag schilderte HOLMQUIST die Strukturen der Quarz-Feldspatgesteine und deren Veränderung in dem nordschwedischen Regionalmetamorphose-Gebiet. Diese beginnt mit dem Auftreten von undulösem Quarz und kann bis zu völliger

Zerdrückung aller Mineralien fortgehen, wobei Neubildungen fast gar nicht auftreten. Wesentlich anders ist die Umwandlung in den zu Schiefern gewordenen Gesteinen. Da haben wir Hornblende, Sillimanit, Staurolith, Granat als neu entstanden, ferner klaren Plagioklas und schließlich den Myrmekit, dessen Entstehung noch fraglich ist. Deecke.

J. Morozewicz: Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. (Min. u. petr. Mitt. 1904. 23, 113—151 u. 225—262.)

Der Magnetberg liegt am östlichen Abhang des südlichen Urals am linken Ufer des Flusses Ural, 7 km von dem am anderen Ufer gelegenen Kosakendorfe Magnitnaja entfernt und 257 km südlich von Mias. Er bedeckt mit seinen Verzweigungen einen Flächenraum von etwa 26 km² und liegt innerhalb eines breiten Streifens von Porphyren und Felsiten, der im Norden von Graniten und Syeniten, im Süden von Porphyriten, Dioriten, Diabasen, Trümmergesteinen begrenzt wird. Von Süden her dringen als Keile zwei Gesteinsbänder in die Porphyr- und Felsitzone ein, deren eines aus Diabas- und Dioritgesteinen, deren anderes aus untercarbonischen Kalken besteht. Die vorliegende Studie gliedert sich in drei Abschnitte:

I. Petrographische Charakteristik der erzführenden Gesteine. a) Granitmagma. Augitgranit mit akzessorischem Albit und Oligoklas; gelblicher oder grünlicher Augit ($c\gamma = 40^\circ$); Struktur öfters porphyrisch und Grundmasse dann körnig bis granophyrisch. Amphibolgranit mit dem vorhergehenden und einem Granitdiorit das Hauptmassiv der Berésowaja Gora bildend, steht dem Diorit nahe und zeigt in rosafarbener Grundmasse Nadeln von Oligoklas und grüner Hornblende ($c\gamma = 20^\circ$); Oligoklas häufig von Orthoklas umrahmt. Quarzkeratophyr das typische Ganggestein des Magnetberges von rötlicher oder hellgelblicher Farbe; Quarz und Albit mit bloßem Auge sichtbar; Grundmasse sphärolithisch und mikrogranitisch, seltener panidiomorph-körnig; Analyse eines Gesteins vom Südostabhang des Atásch unter I.; seine mineralogische Zusammensetzung ist: 50 % Albit, 15 % Orthoklas, 30 % Quarz, 5 % Augit und freie Eisenoxyde. Auch augitführender Quarzporphyr und Felsit kommen in der Umgebung des Magnetberges vor. b) Dioritmagma. Augitdiorite, die einerseits in Granit und anderseits in Syenit übergehen; sie sind mittel-, seltener fein- oder grobkörnig; der idiomorphe Augit ist ein Diopsid, der Plagioklas Labradorit und Andesin; II. die Analyse eines Gesteins von mittlerem Korn mit etwas zersetzt Feldspat, III. Augit daraus, IV. mit frischerem Feldspat vom Südfuß der Berésowaja Gora, V. Augit daraus; bei dem Augit III ergab sich: $c\gamma = 44—45^\circ$, $\gamma - \alpha = 0,022$, $2V\gamma = 60^\circ$ (ca.); die mineralogische Zusammensetzung berechnet sich bei II. zu 40 % Augit, 8 % Erze, 52 % Feldspat und sekundäre Produkte, bei IV. zu 35 % Augit,

15 % Erze, 5 % Orthoklas, 25 % Albit, 20 % Anorthit. Der feinkörnige Augitdiorit steht mit den Erzlagerstätten im engsten Zusammenhang; er besteht in frischem Zustand aus Plagioklasprismen mit gelblichgrünem Augit und reichlichem Magnetit neben etwas Orthoklas, Apatit und sekundären Produkten; Analyse VI gibt die Zusammensetzung des isolierten Augits, VII die des Gesteins und daraus berechnet sich die mineralogische Zusammensetzung des relativ frischen Gesteins zu 34 % Augit, 11 % Erze, 5 % Orthoklas, 33 % Albit, 17 % Anorthit. Von diesem Gestein wurden auch verwitterte Teile untersucht und es hat sich gezeigt, daß die Verwitterung beruht: 1. in dem Verschwinden des Magnetits, 2. in der Umwandlung des Augits in Chlorit und Granat und 3. in der Kaolinitisation des Feldspats; VII. ist die Analyse einer aschgrauen, bläulichen, ausgebleichten Masse, IX. eines kaolinartigen, halblockeren, gelblichgrauen Gesteins; aus diesen Analysen ersieht man, daß der Gehalt von K, Mg und Mn bei der Verwitterung ungefähr konstant bleibt, der von H, Al, Si zu- und der von Na, Ca und Fe abnimmt, und zwar soll sich dieser Vorgang unter alleiniger Beteiligung des atmosphärischen und des Grundwassers vollziehen, ohne daß sich hierbei Carbonate abscheiden. Aus einem anderen hierher gehörigen Gestein vom Berge Berésowaja wurde der Augit und der daraus gebildete Granat isoliert und analysiert (X. und XI.) und danach die Formeln für die Umwandlung abgeleitet. Diorit im engeren Sinne ist wenig verbreitet in bald grobkörniger, bald feinkörniger, oder selbst porphyrischer Struktur vorhanden; im letzteren Fall ist die Hornblende nadelförmig und gelblichbraun gefärbt, während sie sonst dunkelgrün ist ($c\gamma = 15^\circ$). Quarzdiorit ist reichlich zugegen und bildet den Hauptgipfel des zentralen Kuibas, sozusagen das Skelett des ganzen Bergrückens; er geht nach der Peripherie hin in Granit und Granitporphyre über. Augit-Labradorporphyrit findet man am Atátsch, am Berge Ai-darly und nahe dem nördlichen Ausläufer der Berésowaja Gora; es ist ein Gestein, das in trachytisch-fluidaler oder hyalopilitischer, aus Plagioklas, Orthoklas, Augit, Magnetit zusammengesetzter Grundmasse Einsprenglinge von Labrador und hellgelbem Augit ($c\gamma = 41-42^\circ$) enthält; XII. Analyse des Gesteins vom Atátsch, XIII. des Augits daraus; hieraus die mineralogische Zusammensetzung: 20 % Orthoklas, 28 % Albit, 17 % Anorthit, 22 % Augit, 7 % freie Eisenoxyde, 3 % Quarz, 3 % Verwitterungsprodukte. c) Syenit-Trachytmagmen. Sie stehen bisweilen mit der Lagerung und Entstehung der Erze in Beziehung. Ägirinsyenit, ägirinarm mit panidiomorphkörniger bis porphyrtiger Struktur bildet den nördlichen und einen Teil des nordöstlichen Ausläufers der Berésowaja Gora. Augit-Orthoklasporphyre und feinkörnige Augitsyenite haben vorwiegend Gangcharakter und treten am Berg Dálnaja, am Südfüße und am nordwestlichen Ausläufer der Berésowaja Gora und am Nordabhang der Usjánka auf; die Farbe der leicht verwitternden Gesteine schwankt zwischen rosa, grau und schwarz; Einsprenglinge: Orthoklas, selten Augit, der gerne zu Chlorit und Granat verwittert; Grundmasse: wesentlich Plagioklas und Orthoklas mit Augit und Magnetit und etwas Quarz in mikrosyenitischer

oder trachytisch-fluidaler Struktur. Sillimanit-Cordierit-Vitrophyr = „Atatschit“ bildet den Kamm des Atatsch und stellt eine dunkelgraue oder schwarze, dichte, muschelig brechende Masse dar, auf deren verwitterter Oberfläche man eine durch Magnetiteinlagerungen hervorgerufene konzentrisch-elliptische Zeichnung beobachten kann. U. d. M. sieht man Orthoklasprismen, gelbliche Augitkörnchen, Magnetit, einzelne Cordierite und reichlichen, durch Glas verkitteten Sillimanitfilz; die Struktur wird als hyalopilitisch bezeichnet. Dasselbe Gestein kommt auch als eruptive, durch Glas mit Sillimanit verkittete Reibungsbreccie vor, die einzelne Stücke des benachbarten Porphyrits und Augitsyenits umschließt. XIV. Analyse des Atatschits, XV. der Breccie. Die mineralogische Zusammensetzung des ersteren ergibt sich daraus zu 45 % Orthoklas, 25 % Albit, 10 % freie Eisenoxyde und FeS_2 , 6 % Sillimanit und Cordierit, 14 % Augit, Glimmer, Chlorit etc., die Zusammensetzung der Breccie zu 54 % Orthoklas, 13 % Eisenoxyde und FeS_2 , 8 % Sillimanit und 14 % Augit etc. Quarzkeratophyre normaler Zusammensetzung bilden eine lange Reihe von Erhöhungen östlich vom Magnetberge, längs des Flusses Karagaily. Trachytoider Orthophy whole, der manchmal säulenförmig und zugleich dünnplattig abgesondert ist, ist das verbreitetste Gestein in der Umgegend des Magnetberges. d) Diabasmagma. Olivindiabas, Diabassporphyrit und Melaphyr treten außerhalb der Grenzen des Magnetberges vereinzelt auf und werden darum nur kurz erwähnt. e) Kristallinische Gesteine sekundären Ursprungs. Granatfels bildet das taube Gestein, das mit dem Erz wechselt; die Zusammensetzung des Granats ergibt sich aus Analyse XVI. Konkretionärer Granat wie der vorhergehende von wachsgelber Farbe kommt mit Epidot und traubigem Quarz auf Klüften vor; er hat die Zusammensetzung Analyse XVII. Ganggranat erscheint derb oder feinkörnig in Form feiner Adern innerhalb der Augitgesteine oder kristallisiert in den Drusen verwitterter Gesteine, ist von dunkelbrauner Farbe und liefert die Analyse XVIII. Der Granat zerstetzt sich gerne weiter und es zeigt sich dann folgende Paragenesis: Granat, Epidot, Magnet- oder Roteisenerz, Quarz und Calcit. Aus einem Stücke von dem nördlichen Ausläufer der Berésowaja Gora wurde der Epidot analysiert (XIX.), um die Entstehung der sekundären Produkte aus dem Granat zu erörtern und als naturgemäß darzustellen. Eisenerze nehmen unterbrochen von verwittertem kaolinartigen Gestein oder Granatfels einen Flächenraum von ungefähr 2 km² ein. Das Magneteisen bildet die vorherrschende Erzart und kommt teils rein, teils mit Granat oder Quarz gemengt, teils auch als Sand in Taschen im Granatfels vor; manchmal ist es in Martit übergegangen. Analyse XX dichtes Erz mit Quarzkörnern von Jeshewka. Analyse XXI schwarzes, lockeres Erz mit Granat von Dálnaja. Analyse XXII dichtes rötliches Erz mit Quarz vom westlichen Abhang des Atatsch. Eisenenglanz und Roteisenerz sind nur z. T. als Zersetzungprodukte des Magnetits aufzufassen. Analyse XXIII poröses rotes Erz mit Kaolingehalt und die Blöcke oberflächlich mit Calciumcarbonat überzogen vom West-

abhang des Atátsch; Analyse XXIV rote dichte Masse mit Quarz, Pyrit und Kaolin von Dálnaja Gora; Analyse XXV braune, etwas poröse Masse mit viel Quarz und mit Ton in den Hohlräumen von Dálnaja Gora; Analyse XXVI gehört zu einem glaskopfartigen, in verwitterten Ton- und Granatgesteinen vorkommenden Erz, das aus Limonit, Pyrolusit und Tonsubstanz besteht. (Die Analysen XX—XXVI sind von Z. WEYBERG angefertigt.) f) Sedimentärgeebilde sind in Form eines fossilreichen untercarbonischen Kalksteins, in Form von kleinen Linsen des dem Granatgestein eingelagerten Marmors und endlich in Form von alluvialen und eluvialen Tonen vorhanden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂ . . .	76,35	47,44	51,72	44,57	49,42	47,14	46,97
TiO ₂ . . .	—	1,50	—	—	—	0,06	0,14
Al ₂ O ₃ . . .	13,38	12,00	1,00	13,58	4,77	5,24	16,16
Fe ₂ O ₃ . . .	0,64	6,23	2,14	12,97	3,95	7,26	10,66
FeO . . .	0,23	3,65	5,75	5,43	6,25	6,30	4,38
MnO . . .	—	0,80	0,20	0,17	0,20	0,80 ¹	0,75 ¹
CaO . . .	0,51	15,85	23,63	11,09	17,91	16,01	9,02
MgO . . .	0,23	5,62	13,77	5,17	14,41	13,23	4,56
K ₂ O . . .	2,37	1,60	Spur	0,97	Spur	0,55	1,26
Na ₂ O . . .	5,75	3,47	1,13	3,81	1,90	2,67	4,76
H ₂ O . . .	0,58	2,29	0,59	1,96	1,51	0,95	1,74
Summe . . .	100,04	100,45	99,93	99,72	100,32	100,18	100,40
Spez. Gew.	2,617	3,020	3,330	3,077	3,198	3,200	2,988
	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
SiO ₂ . . .	50,42	47,22	44,16	36,89	55,34	50,65	52,35
TiO ₂ . . .	0,07	Spur	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	16,72	20,09	11,72	6,22	17,14	2,26	19,34
Fe ₂ O ₃ . . .	4,32	5,51	4,40	23,49	6,28	2,42	8,39
FeO . . .	2,70	2,02	7,25	2,23	3,26	11,20	2,57
MnO . . .	0,68 ¹	0,66 ¹	0,35	0,42	0,52	0,60	0,13
CaO . . .	13,36	6,93	21,98	29,97	7,07	17,87	2,12
MgO . . .	3,77	4,39	5,44	Spur	3,09	14,37	1,26
K ₂ O . . .	1,52	1,52	0,82	—	3,17	Spur	7,72
Na ₂ O . . .	4,24	2,56	1,11	—	3,45	0,82	3,07
H ₂ O . . .	2,24	8,88	1,58	0,97	0,92	0,58	1,76
S	—	—	—	—	—	—	0,20
	—	—	—	—	—	—	0,33 ²
Summe . . .	100,04	99,78	98,81	100,19	100,24	100,77	99,24
Spez. Gew.	2,918	2,604	3,311	3,701	2,815	2,815	2,764

¹ Mn₂O₃.² Ungleöster Rückstand.

	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.	XX.	XXI.
SiO ₂ . . .	50,28	35,28	35,00	35,08	36,58	14,85	6,11
TiO ₂ . . .	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	19,58	0,40	2,15	8,89	20,62	0,08	1,77
Fe ₂ O ₃ . . .	10,60	30,31	30,41	21,09	16,68	66,92	74,74
FeO . . .	3,63	0,28		1,48	0,37	14,43	12,04
MnO . . .	—	0,46	0,48	0,87	0,20	—	—
CaO . . .	1,16	32,93	31,47	32,98	23,29	1,82	2,39
MgO . . .	1,11	Spur	Spur	Spur	0,24	—	—
K ₂ O . . .	9,15	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O . . .	1,30	—	—	—	—	—	—
H ₂ O . . .	1,97	0,68	1,36	0,69	2,27	1,84 ²	2,74 ²
S.	0,35	—	—	—	—	—	—
	0,33 ¹	—	—	—	—	—	—
Summe . .	99,21	100,84	100,86	100,58	100,25	99,94	99,79
Spez. Gew.	2,815	3,811	—	3,682	3,445	—	—
	XXII.	XXIII.	XXIV.	XXV.	XXVI.		
SiO ₂ . . .	11,30	0,81	11,06	23,45	3,91		
TiO ₂ . . .	—	—	—	—	—		
Al ₂ O ₃ . . .	2,25	0,57	0,45	4,33	5,85		
Fe ₂ O ₃ . . .	74,72	95,43	82,14	67,43	74,75		
FeO . . .	6,86	0,39	0,57	Spur	—		
MnO . . .	1,34	Spur	0,50	0,93	7,71		
CaO . . .	0,50	Spur	—	0,20	—		
MgO . . .	—	—	—	—	—		
K ₂ O . . .	—	—	—	—	—		
Na ₂ O . . .	—	—	—	—	—		
H ₂ O . . .	2,90 ²	2,80 ²	4,35 ²	3,49 ²	8,47 ²		
S	—	—	0,93	—	—		
Summe . .	99,87	100,00	100,00	99,83	100,69		
Spez. Gew..	—	—	—	—	—		

II. Tektonik und Lagerungsverhältnisse der erzführenden und der ihnen benachbarten Gesteine. Der untercarbonische Kalkstein bildet eine im allgemeinen meridional streichende Mulde, deren Flügel längs einer Synklinalspalte gegeneinander verworfen sind. Die die Kalksteine im Osten und Westen umgebenden Keratophyre und Orthophyre sind in sie eingedrungen und zwischen den Kalksteinen und den Porphyren stecken Gangdiabase, die auch in stockartigen Massen in den Orthophyren vorkommen. Orthophyre und Diabase sind Differentiationsprodukte eines Magmas; die ersten sind älter als die Granite und Diorite. Letztere ineinander übergehend bilden das Hauptmassiv des

¹ Ungelöster Rückstand.

² Glühverlust.

Magnetberges, der von feinkörnigen Syeniten, Orthoklasporphyren, Quarzkeratophyren und Atatschit gangförmig durchbrochen wird. Atatschit ist jünger als Quarzkeratophyr und bietet mit ihm zusammen wieder ein schönes Beispiel für die Differentiation. Die vulkanischen Vorgänge haben sich in nachcarbonischer Zeit abgespielt, und zwar haben sich die sauren Magmen im allgemeinen früher ergossen als die basischen, die trachytoiden Porphyre sind älter als die Diabase, die Quarzkeratophyre älter als der Atatschit, aber jünger als der Porphyrit. Nach Abschluß dieser Periode folgte eine Zeit tiefeingreifender Zerstörung und Erosion, deren Resultat das heutige Bild ist. Alle Erzlager sind durch eine Übergangszone sekundärer Gesteine, unter denen der Granatfels im Vordergrunde steht, von den primären kristallinischen Gesteinen getrennt und es ist dabei das Erzlager um so reicher, je weiter auch der Granatfels zerstört ist. Diese Verhältnisse werden durch zwei Schürfprofile erläutert. Alle Erzlagerstätten liegen entweder an den Abhängen oder am Fuße der Berge. Im Bergwerk am westlichen Ende des Berges Dálnaja wechselt das Erz ohne erkennbare Regelmäßigkeit mit verwittertem Granat-Epidotgestein oder mit Kaolingebilden ab, doch sind die stockförmigen Massen, Nester oder Zwischenschichten des Erzes in den tieferen Stufen reichlicher vorhanden. Infolge des großen Gewichtes der Erzblöcke sind diese öfters nach abwärts gegliitten und die tonigen Schichten sind unter ihnen geschiefert. Durch Auslaugung und Wegführung des tauben Zwischenmittels liegen die Erzblöcke manchmal unmittelbar aufeinander, sind dann öfters mit Kalk überzogen oder bergen bisweilen in den Hohlräumen kristallinischen Kalisalpeter. Auch verschwemmtes, sogen. Schwemmerz kommt vor. Das bisher Gesagte bezog sich auf Magnetit und Martit. Der eigentliche Eisenglanz spielt nur eine untergeordnete Rolle und steckt in Blöcken und Nestern im verhältnismäßig frischen Granatfels, der gleichzeitig linsenförmige Anhäufungen von Calcit umschließt. Bohrungen haben ergeben, daß alle diese Verhältnisse auch in der Tiefe so bleiben.

III. Der Ursprung der Erzlager am Magnetberg. Über die Entstehung der Erze wurden im Laufe der Zeit folgende Hypothesen aufgestellt: Vulkanischer Ursprung (v. HELMERSEN). Entstehung durch allmähliche hydrochemische Zersetzung von Augit (BISCHOF). Schlierenartige Ausscheidung aus Augit-Syenitmagma (TSCHERNYSCHEW). Kontaktbildungen (FUCHS, DE LAUNAY, BECK). Differentiation aus Augit-Granatmagma (FEDOROW). Verbindung von Kontakt- und Dynamometamorphose (ZEMIATCZENSKI). Verf. schließt sich nun der Hypothese von BISCHOF an, indem er sich für die Entstehung durch allmähliche hydrochemische Umwandlung der eruptiven Augit-Feldspatgesteine unter Vermittlung des Granatfelses ausspricht. Auch für die Erze vom Berge Blagodatj und vom Berg Wyssokaja nimmt er die gleiche Entstehungsart an. Verf. zeigt dann an der Hand von chemischen Formeln, wie eine solche Umsetzung von Augit unter dem Einfluß der Atmosphärlinen in Granat, Chlorit, Carbonate und Quarz verläuft, wie dann weiter der Granat in Epidot, Erze, Calcit und Quarz zerfallen und auch Epidot und Chlorit noch Erze liefern können.

So wären also diese Erze durch „hydrochemische eluviale Konzentration“, durch Umwandlung von Augit-Feldspatgesteinen unter dem Einfluß der Atmosphärilien und teilweiseer Wegführung der leichteren oder leicht löslichen Zersetzungprodukte entstanden.

Die Menge des am Magnetberg noch vorhandenen Erzes wird vom Verf. auf 37 625 000 t geschätzt.

G. Linck.

L. Duparc et F. Pearce: Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya-Datcha (gouvernement de Perm). Deuxième mémoire. (Mém. soc. phys. et d'histoire nat. de Genève. **34**. 383—602. Pl. 33—35. 1905.) [Vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -362-.]

Dieser zweite Teil enthält die Beschreibung der Kette des Tilaï-Kanjakowsky-Cerebriansky und ihrer Gesteine, wie der verschiedenen petrographischen und tektonischen Zonen, welche bis zum Ostrand der großen Devonzone der Koswa aufeinander folgen. Neben vielen Bausch-analysen sind zahlreiche Sonderanalysen der Gemengteile, sowie optische Bestimmungen an denselben ausgeführt. In der Hauptkette des Tilaï herrschen Pyroxenite, am Westabhang und seinen Seitenketten wechseln Gabbros und Peridotite, in den östlichen Seitenketten und im Norden häufen sich namentlich die Uralitgabbros; ein Massiv von Dunit erscheint im Norden der Hauptkette intrusiv im Pyroxenit, Gänge davon, zuweilen begleitet von dem nahe verwandten Garewät, kommen im Gabbro wie in den Pyroxeniten vor; ebenso Hornblendepegmatite; Beerbachite im Olivin-gabbro am Westabhang.

Die Pyroxenite des Tilaï sind makroskopisch sehr ähnlich manchen Varietäten vom Pharkowsky- und Koswinsky-Ural, mittel- bis grobkörnige, meist isometrische Gemenge von Magnetit, Olivin, viel Augit, selten etwas Hypersthen und Biotit, wenig Hornblende; zuweilen mit Druckspuren. Nach der Analyse I auch chemisch sehr ähnlich den früher beschriebenen Vorkommen. In der als Koswit bezeichneten magnetitreichen Varietät tritt noch grüner Spinell hinzu, Hornblende und Olivin sind etwas reichlicher. Chemisch (Anal. II) sehr ähnlich dem Gestein vom Koswinsky; bemerkenswert ist namentlich, daß nach der Identität der Pyroxene im Koswit und den Pyroxeniten zu urteilen, der merklich höhere Tonerdegehalt des ersteren auf Rechnung des Spinells zu setzen ist, zu dem sich dann zugleich eine größere Menge Magnetit gesellt; für die Bildung von Feldspat würde es so nicht allein an Alkalien, sondern auch an Kiesel-säure gefehlt haben.

Mit dem Namen Tilaïte werden jetzt Gesteine belegt, die den früher als Olivengabbro bezeichneten, aber dafür eigentlich zu feldspat-armen und basischen Gesteinen sehr nahe stehen und auch unter den von LOEWINSON-LESSING beschriebenen uralischen Typen wiederkehren. Augit

und Olivin sind wieder Hauptgemengteile; dazu kommen, namentlich in magnetitreichen, grüner Spinell, Biotit (als Saum um ersteren), dann auch wohl Hypersthen und Hornblende; basischer Feldspat ist stets sehr untergeordnet. Für die Struktur („kryptitisch“) ist charakteristisch, daß die Augite einen, vielfach von kleinen Feldspaten und etwas Magnetit gleichsam durchlöcherten Untergrund bilden; zuweilen wird der Augit auch einsprenglingsartig. Das Mittel der Analysen von 5 Typen ist III. Rasche oder auch ganz allmähliche Übergänge sowohl zu normalen Gabbros wie zu den Pyroxeniten sind sehr häufig.

Norite sind namentlich im Hauptkamm südlich vom Cerebriansky verbreitet, hier und da erscheinen sie auch in Gabbros und Pyroxeniten der Seitenketten. Hauptgemengteile sind basischer Feldspat, Augit und Hypersthen; Olivin erscheint selten, dann aber reichlich, und zwar auf Kosten des Augit und namentlich des Hypersthen; Biotit fehlt in den olivinfreien niemals und schließt sich dann stets an den Magnetit an, der seinerseits, wenn er reichlich vorhanden ist, meist grünen Spinell nach sich zieht; Hornblende vertritt zuweilen den Biotit. Die Struktur ist meist isometrisch-körnig, häufig sind mikropegmatitische Ausbildungen von Pyroxen mit Magnetit oder mit Spinell, oder mit Feldspat, ebenso von (uralitischer?) Hornblende mit Magnetit. Für die chemische Zusammensetzung (Anal. IV) ist gegenüber dem Gabbro der größere Gehalt an Alkalien, Tonerde und Kieselsäure hervorzuheben, das Zurücktreten von Kalk und Magnesia.

Die Dunite gleichen ganz denen des Koswinsky.

Die Uralitgabbros sind meist olivinfrei, ihre Hornblende frisch, stark pleochroitisch, fast stets von einheitlicher Orientierung, soweit sie aus demselben Pyroxen entstanden ist, der öfter in getrennten, aber gleich orientierten Partien in derselben Hornblende erscheint; völlig uralitisierter und ganz unveränderte Pyroxene grenzen scharf aneinander. Die Struktur ist meist dioritisch, seltener ophitisch. Vergleicht man die chemische Zusammensetzung (Anal. V, Mittel) mit der von wenig oder gar nicht uralitisierter Gabbros (Anal. VI), so fällt namentlich der höhere Gehalt an Tonerde und Alkalien auf. Verf. setzen diese Differenz auf Rechnung der Uralitisierung, da die Analyse des Augit (Anal. VII) ähnliche Unterschiede gegenüber der des Uralit (Anal. VIII) aufweist (allerdings zeigt sich hier auch Verminderung von SiO_2 und CaO , Vermehrung und Oxydation des Fe im Uralit). Verf. nehmen an, daß feldspatreiche schmelzflüssige Lösungen zu einer Zeit, als das Gestein noch nicht ganz verfestigt war, darin eindrangen, die Feldspate weiter wachsen ließen, dagegen die Pyroxene lokal, nämlich wo sie gute Angriffsflächen boten, unter Entnahme von Kalk und Kieselsäure und Addition von Tonerde und etwas Alkalien epigenetisch umwandelten, eine Auffassung, der bereits JOKOWSKY (dies. Jahrb. 1904. I. - 70-) für die Uralitisierung der Eklogit-Augite der Aiguilles Rouges Ausdruck gegeben hatte (einer „pyromorphen“ Entstehung mancher Uralite hatte auch schon POLENOW [dies. Jahrb. 1902. I. - 225-] und LOEWINSON-LESSING [das. - 397-] das Wort geredet).

Ganggesteine sind, wie am Koswinsky, sehr häufig, aber wie dort meist (mit Ausnahme der Dunite) nur an der Struktur, nicht nach der Lagerung als solche zu erkennen. Sie sind alle sehr basisch; am häufigsten sind (von denen der Massive nicht im mindesten unterscheidbare) Dunite (im Tilaït, in den Pyroxeniten und Gabbros), Beerbachite (namentlich in den ersten beiden), ferner ein neuer als Garewaït bezeichneter Typus und Pegmatite. Beim Garewaït liegen unregelmäßig begrenzte Einsprenglinge von Pyroxen, oft ganz schwarz von strichförmigen Einschlüssen, in einem kleinkörnigen Gemenge von Magnetit, Chromit, Olivin (reichlich), Pyroxen (wenig), Amphibol und Feldspat (Anal. IX). Die Gemengteile der Pegmatite erreichen in der Hornblende bis 30 cm Größe, der zweite Hauptgemengteil, basischer Feldspat, ist meist stark zersetzt, Quarz und Titanit spärlich, Apatit relativ reichlich; Zersetzungsprodukte sind Epidot, Muscovit (nach der Bauschanalyse X anscheinend reichlich), Chlorit, Eisenoxyde. Verf. nennt sie Hornblende-Diorit-Pegmatite, vermerkt aber ihre Ähnlichkeit mit Uralitgabbros.

Alle Gesteine des Koswinsky und Tilaï werden als Spaltungsprodukte desselben Magmas betrachtet. Von den Tiefengesteinen schieden sich zunächst Uralitgabbro und Norite aus ihm ab, wodurch es an Tonerde, Kalk und Alkalien merklich ärmer wurde; darauf die Pyroxenite, dann Koswit und Tilaït; nachdem das Magma so an Sesquioxiden und Kalk wesentlich erschöpft war, entstanden zum Schluß die Dunite. Eine Bestätigung dieser Altersfolge durch die Lagerungsverhältnisse steht noch aus. Von den Ganggesteinen stimmen einige, bis auf ihren fast stets etwas höheren Gehalt an SiO_2 , mit gewissen Tiefengesteinen überein, und zwar auch dann, wenn sie nicht letztere, sondern solche von ganz abweichender Zusammensetzung durchbrochen haben; andere bewahren offenbar wenigstens eine gewisse Ähnlichkeit im Typus mit manchen Tiefengesteinen; eine dritte Gruppe endlich hat keine Analoga unter den Tiefengesteinen des Gebietes, sie sind durchweg sauer, und Verf. nehmen an, daß sie ganz wesentlich den flüchtigen Komponenten der basischen Magmen, die in diesen keine Gelegenheit fanden, sich zu binden, ihre Entstehung verdanken. Ihre ganz unbedeutende Menge und das Fehlen von Massiven saurer oder auch nur mittelbasischer Gesteine bezeugt, daß das Stammagma aller Gesteine des Gebietes durchaus basisch war, nicht etwa nur basische Spaltungsprodukte eines Magmas von mittlerer Azidität vorliegen.

Die letzten Abschnitte des Werkes beschäftigen sich mit der Stratigraphie der früher (l. c.) erwähnten kristallinischen Schiefer und der ihnen eingelagerten Devonsynklinale. Die ersten sind offenbar aus kieseligen, zuweilen auch kalkigen Sedimenten hervorgegangen und verdienen kaum als kristallinische Schiefer bezeichnet zu werden; sie sind anscheinend nahe verwandt mit den im Westen auftretenden Quarziten und Konglomeraten, eigentliche Gneise fehlen jedenfalls. Es werden über sie weitere Untersuchungen nach mehr nördlich gelegenen Vorkommen in Aussicht gestellt.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	49,15	36,92	45,43	50,14	43,34
Al ₂ O ₃	1,65	8,55	9,44	19,13	21,89
Cr ₂ O ₃	0,70	—	—	0,11 ²	—
Fe ₂ O ₃	1,58	17,46	4,86	4,81	4,93
FeO.	4,19	8,02	7,87	5,52	5,70
MnO	Spur	—	—	0,12	—
CaO.	20,36	18,20	15,08	11,27	15,87
MgO	20,60	11,87	16,10	5,21	6,08
K ₂ O.	—	—	0,21	0,66	0,15
Na ₂ O	0,85 ¹	0,15 ¹	1,01	3,03	2,04
Sa.	99,08	101,17	100,00	100,00	100,00
	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO ₂	43,52	50,91	43,34	42,84	45,86
Al ₂ O ₃	17,50	2,64	12,60	3,60	21,93
Cr ₂ O ₃	—	—	—	3,04	—
Fe ₂ O ₃	5,77	—	10,44	5,69	3,82
FeO.	6,13	10,07	7,92	8,48	5,54
MnO	—	—	—	—	—
CaO.	17,70	23,33	13,06	11,41	12,98
MgO	7,48	13,30	12,60	24,60	5,14
K ₂ O.	0,35	—	0,02	0,42	2,21
Na ₂ O	1,28	—	1,90	0,61	0,43
Sa.	100,48 ³	100,25	101,88	102,49 ⁴	100,07 ⁵

O. Mügge.

A. Dannenbergs: Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. II. (Schluss.) (Min. u. petr. Mitt. 1904. 23. 1—50.)
 [Vergl. dies. Jahrb. 1902. II. - 72-.]

Die vorliegende Arbeit behandelt die Gesteine südlich des Kaukasus und nördlich des Araxes und es zeigt sich, daß man in diesem Gebiet, abgesehen von den Obsidianen liparischen Charakters, zwei große Haupttypen unterscheiden kann, nämlich: die älteren, mehr in individualisierten Vulkanbergen auftretenden sauren, vom Dacit bis zum kieselsäurereichen Pyroxenandesit reichenden Gesteine und die basischen, als Basalte und basaltische Augitandesite zu bezeichnende Vorkommnisse, welche jüngerer Entstehung sind und im wesentlichen Decken und Ströme bilden.

¹ Glühverlust.

² TiO₂.

³ Inklusive 0,75 Glühverlust.

⁴ Inklusive 1,80 Glühverlust.

⁵ Inklusive 2,16 Glühverlust.

In die erste Gruppe (Dacitandesit) gehören folgende Vorkommnisse: I. Aragatz (Algös). Feinkristallinische, bald mehr, bald weniger glasreich entwickelte, fast reine Pyroxenandesite mit einem Kieselsäuregehalt von 62,8 %, mit rhombischem und blaßgrünlichem monoklinen Pyroxen, z. T. in regelmäßiger Verwachsung und mit etwas Hornblende. Auf den Hohlräumen findet sich Tridymit. Vor den Ararat-Gesteinen sind sie durch hellere Farbe und das Zurücktreten der dunklen Gemengteile ausgezeichnet. II. Im Pambak-Gebirge treten neben Graniten, Syeniten und Grünsteinen Hornblendeandesite und -dacite, selten Pyroxenandesit auf. Das Gestein von Djadjur ist ein fast reiner Hornblendeandesit von trachytischem Habitus mit vielen bis 1 cm großen Einsprenglingen von brauner, opacitischer Hornblende mit 4—5° Auslöschungsschiefe. Der Feldspat steht zwischen Labradorit und Andesin und bildet mit der mikrofelsitartigen Grundmasse ein pilotaxitisches Gewebe. Ein sehr ähnliches Gestein mit etwas Biotit in der Hornblende kommt beim Dorfe Agbulagh vor. Etwas stärker abweichend ist ein Gestein aus dem Tschitschchan-Tal, welches keine Plagioklaseinsprenglinge, wenig Glas und in den Hohlräumen weiße Kugelchen enthält, welche vielleicht z. T. aus Lutecit bestehen. III. Oberes Kura-Tal (Umgegend von Borjom). Hier kommen dreierlei Gesteine vor: a) Olivinführender Pyroxenamphibolandesit, dessen Pyroxen teils rhombisch, teils monoklin ist; Plagioklaseinsprenglinge fehlen, in der Grundmasse ist es Andesinlabradorit; die Hornblende ist opacitisch und umschließt Biotit. b) Amphiboldacit mit 68,36 % Kieselsäure, mit Labradorit und grünem, opacitischem Amphibol von bis 22° Auslöschungsschiefe als Einsprenglingen und mit einer fast mikrogranitisch struierten, quarzhaltigen, nur aus hellen Gemengteilen bestehenden, etwas titanithaltigen Grundmasse. c) Mehr oder minder glasige Hypersthenaugitandesite, deren Plagioklas Oligoklasandesin ist; sie sind frei von größeren Einsprenglingen.

Eine besondere Gruppe bilden die Liparitobsidiane von Eriwan (Kötan Dagh und Berg Hadis). Sie sind entweder homogen schwarz oder agglomeratisch aus schwarzem und rotem Gestein, oder in genetischem Zusammenhang mit den letzteren aus schwarzen und roten Bändern eutaxitisch zusammengesetzt. Ihrer sonstigen Beschaffenheit nach sind sie entweder glasig oder sphärolithisch, kompakt oder blasig bis bimssteinartig. Auch kommt hier ein eutaxitischer Liparit vor, der aus lauter millimeterdicken Lagen parallel orientierter doppeltbrechender Fasern und von solchen Fasern mit Sphärolithen besteht. Ferner tritt hier ein als Augitandesit zu bezeichnendes Gestein auf, das mit den olivinführenden Andesiten von der grusinischen Straße zu vergleichen ist; es hat spärliche Einsprenglinge, einen Kieselsäuregehalt von 53,87 % und enthält in den Sprüngen als Sublimationsprodukte im Kerne zersetzen Szabot, Eisen glanz und wenig Pseudobrookit. Verf. vermutet keine besonderen liparitischen Eruptionen, sondern hält Andesite einerseits und Obsidiane anderseits für Scheidungsprodukte eines Magmas. Analyse eines schwarzen, schillernden Obsidians vom Kötan Dagh unter I., eines anderen kaukasischen Obsidians unbekannten Fundorts unter II.

	I.	II.
SiO ₂	74,13	74,61
TiO ₂	Spur	—
Al ₂ O ₃	13,88	14,20
Fe ₂ O ₃	0,96	1,04
FeO	0,75	
MnO	0,18	Spur
CaO	0,92	0,84
MgO	0,15	0,07
Na ₂ O	4,68	4,72 (aus der Differenz)
K ₂ O	5,01	4,16
Cl	0,09	—
P ₂ O ₅	0,0007	—
Sa.	100,4807	100,00

Andesitische Tuffe sind in dem Gebiet reichlich vorhanden. Sie sind teils schwarz mit pipernoartiger Zeichnung und gehören zu Hypersthen- bzw. Augitandesiten, teils weiß mit Obsidiangerölle, teils auch gelbe oder schwarzgefleckte Pyroxenandesittuffe, teils endlich rote oder gelbe Hornblendeandesittuffe. Einmal wurde folgendes Profil aufgenommen: Zu unterst drei Andesitströme, getrennt durch schlackige Zwischenlagen, darüber weißer Bimssteintuff mit Obsidian, dann fester gelber Tuff, dann schwarzer Tuff und darüber jüngste Basaltlava.

Als letzte Gruppe werden von dem Verf. die basaltischen Gesteine behandelt, welche in eigentliche Basalte und basaltähnliche Augitandesite zu trennen sind. Sie haben einen wesentlichen Anteil an der Bildung der armenischen Tafellandschaften und stellen wohl meist Massenergüsse dar. Hierher gehört der Augitandesit aus der Arpatschaj-Schlucht bei Ani, der ein stark poröses, einsprenglingsarmes, bald rotes, bald rot- und schwarzfleckiges, nur in der Schlackenhülle reichlicher glasführendes Gestein darstellt. Es besteht im wesentlichen aus Labradorit und Augit. Eigentliche, reichlich olivinführende Feldspatbasalte von meist doleritischer, selten anamesitischer Ausbildung und manchmal etwas blasiger Beschaffenheit sind von folgenden Fundorten untersucht worden: Westseite des Goktscha-Sees; Eriwan (mit Säulenabsonderung am Sangi); Alagös-Plateau; Jeruandakert; Flußgebiet des Debeda; Chram; Alget und einige andere Fundorte.

G. Linck.

H. Arsandaux: Sur un trachyte à noseau du Soudan français. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. 138. 1904. 163—165.)

Bisher ist kein Eruptivgestein aus dem westlichen Teil des französischen Sudan beschrieben worden. Das Bassin des Flusses Falémé besteht wesentlich aus Sandstein und Quarzit; aber gegenüber dem mächtigen Granitmassiv von Khakhadi und an der Vereinigungsstelle von Falémé und Sénégäl findet man Granit, Diorit, Gabbro im Kontakt mit obigen Sedimenten.

Auf einer Reise nach dem Bambuk 1902—1903 fand Verf. nahe dem alten befestigten Posten von Sénoudébou in einer ohne Mörtel aufgeföhrten Mauer einen frischen Trachyt, der wohl in der Nähe anstehen dürfte, was aber aus Zeitmangel nicht festgestellt werden konnte. Der Trachyt klingt, ist leicht, hellrot und zeigt deutliche Fluidalstruktur; Lithophysen — in der Flußrichtung gestreckt — beherbergen Feldspat, blauen Nosean und Sodalith.

Einsprenglinge: Fein verzwillgter Anorthoklas, Anomit, fast farbloser Augit und Nosean in scharfen Kristallen, frei von den gewöhnlichen Einschlüssen. Mikrolithe: Anorthoklas. Grundmasse: glasig, bräunlich gebändert, fluidal. Das Gestein ähnelt dem Piperno. Fremde Einschlüsse: 1. augitarmer Trachyt (ähnlich demjenigen vom Mte. Ole-vano); 2. Basalt (Labrador, Andesin, Augit).

Analyse eines von Einschlüssen möglichst befreiten Stückes: SiO_2 58,9, TiO_2 1,0, Al_2O_3 18,8, Fe_2O_3 2,2, FeO 1,8, MgO 3,2, CaO 2,7, Na_2O 6,6, K_2O 3,5, SO_3 0,22, Cl 0,15, Glühverlust 2,7; Sa. 101,77. Dichte 2,44.

Da die Einschlüsse nicht vollständig entfernt werden konnten, ist der Gehalt an Mg und Ca etwas zu hoch, derjenige an Alkali und SiO_2 zu gering. Jedenfalls aber liegt ein phonolithoider Trachyt vor. Er liegt geographisch zwischen den Nephelinsyeniten von Hassi Aussert im Westen der Adrar el Tamar und denjenigen der Insel Kassa im Los-Archipel gegenüber Konakry.

Johnsen.

F. v. Wolff: Die älteren Gesteine der ecuatorianischen Ostkordillere, sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. (Sonderabdruck aus W. REISS, Ecuador 1870—1874. Heft II. 189—304. Berlin 1904.)

—: Über das Alter der kristallinen Ostkordillere in Ecuador. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. - 94—97. 1904.)

Der Abhandlung liegen im wesentlichen die von W. REISS in der ecuatorianischen Ostkordillere vom Vulkan Cayambe bis zum Gebirgsknoten des Azuay (vom Äquator bis zum dritten Grad südl. Br.) gesammelten älteren Gesteine zugrunde, die zum größten Teile von den Produkten der teils westlich vorgelagerten, teils aufgelagerten Vulkanriesen, Cayambe, Antisana, Cotopaxi etc. verdeckt sind und unter der jungvulkanischen Bedeckung nur im Grunde der tiefen Quebradas oder in hochgelegenen, inselartig hervorragenden und von der vulkanischen Bedeckung freibleibenden Teilen des Gebirges anstehend zu finden sind. Zwischen die kristallinen Gesteine der alten Kordillere (gneisartige Gesteine, Phyllite, mit Einlagerungen von Amphibolgesteinen, durchsetzt von Granit- und Dioritmassiven) und die jungvulkanischen Produkte (vergl. über diese E. ELICH [dies. Jahrb. 1903. II. -218- ff.] und A. YOUNG [dies. Jahrb. 1903. II. -209- ff.]) schieben sich namentlich in den südlichen Provinzen, so in der Provinz Azuay steil aufgerichtete Sedimente der Kreideformation (besonders Sand-

steine, aber auch Kalke); der Ostkordillere im Westen vorgelagert und die Verbindung mit der Westkordillere herstellend treten im Süden gleichfalls der Kreide angehörige ältere Eruptivgesteine (Quarzporphyre, Augitporphyrite) auf, eine besonders große Rolle spielt die Kreideformation in dem südlich vom Azuay gelegenen interandinen Hochbecken, der Cuenca-Mulde.

A. Die kristallinen Schiefer.

I. Gneise, zerfallend in Biotitgneise (Orthogneis), Muscovitgneise (Paragneis), Albitgneise (nicht mehr eigentliche Gneise im engeren Sinne).

1. Die Orthogneise (Biotitgneise) sind offenbar nicht weit verbreitet und auf die Granit-Diorit- resp. Tonalitmassive der Llanganates und Alao-Kordillere beschränkt. Strukturell und nach dem Grade der Beeinflussung lassen sich körnige, stenglige und schiefrige Gneise unterscheiden, stofflich liegen teils umgewandelte hornblendefreie Granitite, teilweise plagioklasreichere Quarzglimmerdiorite mit und ohne Hornblende (a lichtgelb, b tief olivengrün, c tief bläulichgrün, c:c = 16°), sowie vermittelnde Gesteine vor (Llanganates-Massiv).

2. Die Muscovitgneise mit herrschendem Kalifeldspat und Albit, zurücktretendem Plagioklas erweisen sich durch ihre chemische Zusammensetzung (Anal. I), speziell den hohen SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalt als Paragneise, speziell als Psammitgneise, hervorgegangen aus arkoseartigem Sandstein; ihrer Sedimentnatur entsprechend bilden sie auf größere Entfernung das herrschende Gestein z. B. in den Valle-Vicioso-Bergen und in den Llanganates.

3. Die mineralogisch und nach ihrem Habitus sehr stark wechselnde Gruppe der Albitgneise (schieferähnliche Paragneise) ist durch Albit als herrschenden Feldspat charakterisiert; in ihr werden weiter unterschieden:

a) Epidot-Albitgneise, aufgebaut aus Albit, Biotit, Epidot, von denen jeder herrschen oder ganz zurücktreten kann, mit wenig Quarz und linsenförmigen Karbonateinlagerungen, wohl aus mergeligen Gesteinen entstanden; auf den Sara-urcu auf der Ostflanke der Kordillere beschränkt.

b) Chlorit-Glimmer-Albitgneise, epidotreich. Der Chlorit tritt an Stelle des Biotites, die Gesteine sind muscovitreich und enthalten auch Talk in größerem Maßstabe. Neben Epidot tritt auch Zoisit auf. Akz. Gemengteile häufig. Die Analyse eines weißen dünnsschiefrigen Gesteins mit ölgrünem Chlorit, zu etwa gleichen Teilen aus Chlorit, Muscovit, Talk, Quarz, Albit aufgebaut (Anal. II), weist auf einen Sandstein mit vorwiegend tonigem Bindemittel und dolomitisch-mergeligen und kalkmergeligen Beimengungen. Übergänge durch Biotit zu den Epidot-Albitgneisen, durch Kalifeldspat in die Muscovitgneise, durch helle Hornblende (a fast farblos, b lichtgrünlich, c bläulichgrün) in Chloritamphibolite, durch Zunahme des Chlorites in Grünschiefer. Es liegen somit der ganzen Gruppe Sandsteine mit vorwiegend tonigem Bindemittel und Beimengungen von

feldspatreichen, dolomitisch- und kalkmergeligen oder diabasartigen Bestandteilen zugrunde.

II. **Amphibolgesteine**, wesentlich aus Amphibol und Feldspat aufgebaut; in engem geologischem Verband mit Albitegisen und mit Gabbro oder Diabas und Diabastuff durch Übergänge verknüpft. Die Endprodukte der Umwandlung sind gleich.

1. Auf Gesteine der Gabbrofamilie zurückzuführen:

a) **Grobkörnige Gabbroamphibolite**, **Saussuritamphibolite** oder Zobtenite. Der basische Feldspat (Labradorit und Bytownit) wird allmählich durch Epidot-Zoisit- (Klinozoisit-) Aggregate mit Albit und Muscovit verdrängt, ebenso der Augit durch eine grüne Hornblende, die ihrerseits wieder in eine lichtere, strahlsteinartige Hornblende übergeht; bei der Umwandlung des Diallag werden die braunen staubartigen Interpositionen nicht verändert. Verbreitet in der Zhasquin-Kordillere, an der Colay-cocha begleitet von einem grobkörnigen Diallagamphibolit. In demselben Gebiet finden sich Gabbroamphibolite, aufgebaut aus mechanisch deformiertem (nicht saussuritisiertem) Plagioklas und Hornblende — die verschiedenenartige Beeinflussung des Plagioklases wird auf Vorhandensein von Wasserdurchtränkung (für Saussuritisierung nötig), resp. ihr Fehlen zurückgeführt.

b) **Flaserige und schiefrige Zoisit-Epidot-Albit-Amphibolite**, stärker umgewandelte Gesteine, sind von entsprechenden, aus Diabas hervorgegangenen Gebilden nur durch die braunen staubartigen Interpositionen zu unterscheiden. In ihnen tritt ein smaragditähnlicher Amphibol auf (a farblos bis lichtgelblich, b tief smaragdgrün, c bläulichgrün), daneben auch lichtgrüne Hornblende.

2. Die auf Gesteine der Diabasfamilie zurückzuführenden Amphibolite werden nach dem Vorgange von MILCH (dies. Jahrb. 1890. II. - 249—253-) unterschieden in:

a) **Diabasgesteine der ersten und zweiten Umwandlungsstufe**.

α) **Schiefriger Diabas**, leistenförmige Plagioklase divergentstrahlig angeordnet, Augit ganz umgewandelt in Hornblendenädelchen mit Epidot und Chlorit (Hondon de Chaiva in der Cordillera de Alao).

β) **Uralitporphyrite** mit Plagioklas- und Uraliteinsprenglingen in entsprechender Grundmasse (Alao-Kordillere).

Schiefrige Augitporphyrite, Pyroxen der Einsprenglinge teilweise erhalten (Cerro Toldo, südliches Fußgebirge des Altar), ferner Pyroxen völlig in Hornblende umgewandelt, aber Porphyrstruktur erhalten.

Schiefrige Diabasporphyrite, tafelförmige, aber völlig in Sericit umgewandelte Plagioklase als Einsprenglinge enthaltend.

γ) **Schalstein**, fast unverändert und fast ausschließlich aus Diabasmaterial aufgebaut, ferner Diabasbrocken und Sandstein durch feinschuppigen braunen Biotit verkittet (beides im Alao-Tal), reicher an Tonschiefer und Kalk am Colay-cocha auf der Paßhöhe nach Mácas etc.

Schalsteinschiefer und stärker umgewandelte Diabastufe, durch größeren Gehalt an lichter strahlsteinartiger Hornblende ausgezeichnet (Fußgebirge des Altar etc.).

b) Diabasgesteine der dritten Umwandlungsstufe.

c) Grünschiefer dicht, grünlich bis grünlichschwarz:

Vorwiegend aus dünnadeliger, blaßgrüner Hornblende und Epidot bestehend (Alao-Kordillere am Azata-pungu etc.). Chloritführende Strahlsteingrünschiefer, granatführend (Einlagerung in Muscovitgneisen des Cu-billan, Valle-vicioso-Berge etc.).

β) Amphibolite, schiefrig und körnig, höher entwickelt als die Grünschiefer.

Körnige Amphibolite, ein Vorkommen, aufgebaut aus Hornblende ($c:c = 18^\circ$) und Albit von nahezu gleicher Korngröße, biotit- und chloritführend, vom Aufstieg von Antiojos-pungu nach Toldofilo, Cerro de los Llanganates, Einlagerung im lichten Muscovit-Psammitegneis zeigt chemisch vollständigen Diabascharakter (Anal. III), übereinstimmend mit dem Gestein von Whin Sill. Andere Vorkommen führen Hornblende von mehr strahlsteinartigem Charakter ($c:c = 14^\circ$).

Schiefrige Amphibolite haben sich aus den Grünschiefern entwickelt und teilen mit ihnen manche gemeinsame Eigenschaften; geologisch sind sie mit den Albitgneisen eng verknüpft. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Gemengteile und mit ihnen der Habitus wechseln sehr stark. Hauptverbreitungsgebiete: Gegend zwischen dem Frances-urcu (Pambamarca) und Sara-urcu, sowie die Llanganates.

Ein außergewöhnlich entwickeltes Aktinolith-Epidot-Albitgestein steht auf der Südwestseite des Sara-urcu nahe dem Zelt am Angel-Maria-pamba-Gletscher an: porphyrtartig eingesprengte große Strahlsteinkristalle (a fast farblos, b lichtgrün, c bläulichgrün) liegen in einer weißen, fein zuckerkörnigen Grundmasse, die wesentlich aus Albit als tafeligem Mosaik, ferner aus Muscovit und Epidot besteht. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins (Anal. IV) zeigt für einen Diabas zu hohen SiO_2 - und Na^2O -Gehalt und zu wenig MgO und CaO ; der möglichen Deutung, daß ein Diabastuff vorliegt, zieht Verf. die von MILCH in einem entsprechenden Fall bei den Diabasschiefern des Taunus versuchte Deutung vor, nach der infolge des Gebirgsdruckes eine Art von Spaltung eintritt: Alkalien werden von außerhalb zugeführt, zweiwertige Metalle fortgeführt, SiO_2 nimmt infolge von Abnahme der übrigen Bestandteile zu. Für diese Auffassung sprechen im vorliegenden Fall teils von Kalkspat, teils von dunkelgrüner Hornblende mit Brauneisen, Quarz und Epidot erfüllte Klüfte. Noch deutlicher zeigt ein Block von dem gleichen Fundpunkt „Spaltung in albitreiche Zonen und Kalkspat“, bezw. Quarz und Kalksilikate. Alkalireiche Gesteine stehen den an alkalischen Erden reichen gegenüber: der Block enthält 1. dunkelgrüne Partien mit Kalkspataugen in einem Albitmosaik mit etwas Biotit, bläulichgrüner Hornblende und Chlorit, sowie Epidot; 2. gelbliche grüne Massen ohne Albit, aufgebaut aus Quarz, der gleichen Hornblende, lichtgrünem Omphacit, Epidot und

reichlich Granat; 3. Epidot- resp. Omphacitfels (ärmer an Amphibol); 4. Epidot-Granatfels (ärmer an Amphibol und Omphacit).

Geologisch gehören die mannigfachen Albitgesteine als eine durch den Gebirgsdruck verschieden stark umgewandelte Sedimentformation mit eingelagerten Diabas-Decken und -Tuffen zusammen; die geologisch nicht hierher gehörigen Gabbrogesteine haben ähnliche Endprodukte geliefert. Den Gang der dynamometamorphen Umwandlung zeigt folgendes Schema (p. -397-).

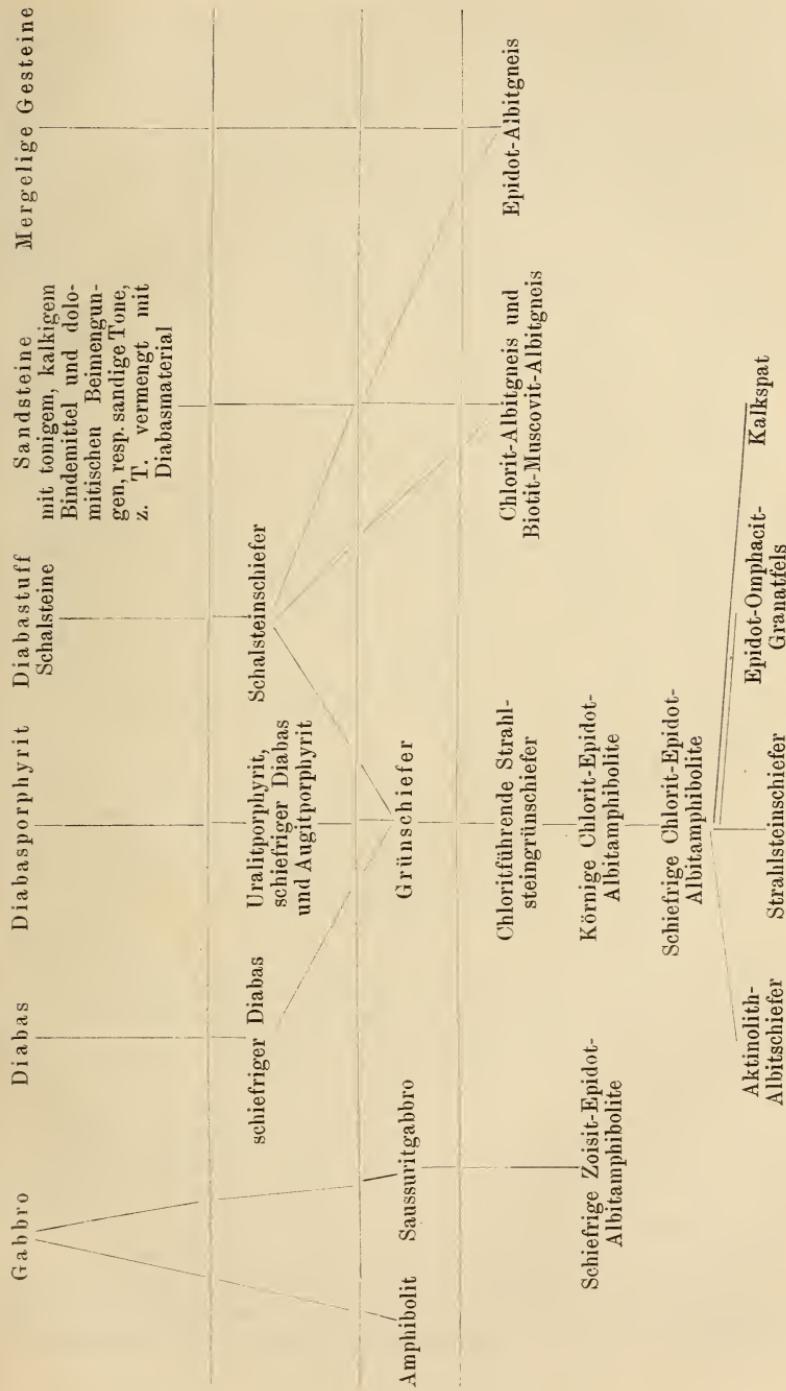
III. Die Glimmerschiefer, dünnsschiefrig, auf größere Entfernung herrschend, im normalen Zustande nur aus Quarz und Muscovit bestehend (Ostabfall der Ostkordillere), gehen durch Feldspatgehalt (normal ein Plagioklas, sehr oft Albit, gelegentlich auch Kalifeldspat) in Gneis-glimmerschiefer, ferner durch phyllitähnliche feldspatreiche Glimmerschiefer in Phyllite und schließlich auch in Quarzitschiefer über. Der Feldspat ist gewöhnlich auf die Glimmerzonen beschränkt und bildet hier Flaserkerne.

IV. Die Quarzitschiefer und Quarzite zeigen, wenn die Quarzkörper nicht gleich groß sind, eine Verkittung der größeren Körper mit der kleinkörnigen Grundmasse durch eine Aureole von Faserquarz (Sillimanit und Quarz innig verwachsen). Durch graphitischen Kohlenstoff in größeren Mengen entwickelt sich Graphitquarz.

Ein in der Nähe der in kohlige Schiefer eingebetteten Kohlenflöze des sogen. Carbon von Penipe bei Penicchu (Fußgebiet des Altar) anstehender Quarzit erweist sich als dickbankiger kohlenstoffreicher Sillimanit-quarzit; die Kohle der Flöze selbst hat H. 2.5, spez. Gew. 1,76, ist somit Anthrazit. Der ganzen kohlenführenden Bildung schreibt Verf. im Gegensatz zu dem Entdecker TH. WOLF (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 24. 51 ff. sp. 57) und in Übereinstimmung mit REISS jugendliches (cretaceisches) Alter zu.

V. Ottrelithschiefer weit verbreitet, schwarze phyllitische Schiefer, aufgebaut aus reichen Mengen graphitischen Kohlenstoffs, Quarz und einem Sprödglimmer; höher kristalline Varietäten enthalten auch Feldspat, Muscovit und Chlorit.

Der Ottrelith, teils in größeren, stark spiegelnden Blättchen mit polygonaler, nicht selten rhombischer Begrenzung, teils in rundlichen und scheibenförmigen Kristallaggregaten im Graphit versteckt, auch tropfenartig und in bündel- und garbenförmigen Kristallgruppen hat H. etwas über 6, starke Licht- und schwache Doppelbrechung (Weiß I in Schliffen, deren Quarz Gelb I zeigt), optischer Charakter der Querschnitte (Leisten) negativ, die Auslösungsrichtung bildet mit der Spur der basalen Spaltbarkeit schwankende, aber nie größere Winkel; wiederholte Zwillingsbildung nach (001). Auf (001) tritt die erste positive Mittellinie schief aus, Achsenwinkel nicht groß, wohl infolge des Zwillingsbaues. Färbung licht und daher Pleochroismus nicht besonders stark: // a lichtbläulichgrün, // b licht-pflaumenblau, // c lichtgrünlichgelb, in den Kristallaggregaten fast gar



nicht wahrzunehmen. Das Mineral steht dem von v. FOULLON beschriebenen Chloritoid am nächsten (dies. Jahrb. 1884. I. - 85 - ff.); von dem von C. SCHMIDT beschriebenen farblosen Clintonit (dies. Jahrb. 1894. I. - 293 - sp. - 295 -) unterscheidet ihn dessen optische Orientierung (negative Mittellinie auf (001) fast senkrecht).

Die Ottrelithschiefer sind das herrschende Gestein des Cerro hermoso de los Llanganates, auch sonst häufig.

VI. Phyllite und Tonschiefer in der Kordillere weit verbreitet; durch Phyllitgneise (mit Resten von ausgewalzten Granit- oder Gneisbrocken; in dem phyllitischen Mantel der Quarz- und Feldspatkörper tritt öfter eine blaue Hornblende auf, einmal wurde Omphacit beobachtet, dolomitische Carbonate nicht selten) sowohl mit den Muscovitgneisen wie den Chlorit-Albitgneisen verbunden.

VII. Keratophyre treten verschieden stark umgewandelt zwischen Tonschiefern und Phylliten auf; ein dichter, grünlichgrauer, schiefriger Keratophyr oberhalb Suña in den Tonschiefern der Cuesta de Galgalang erweist sich u. d. M. typisch porphyrisch durch mechanisch deformierte Einsprenglinge von Albit und Albit-Oligoklas in einem Aggregat von herrschendem Feldspat und Quarz. Stärker umgewandelt ist ein „Keratophyr resp. Porphyrr“ vom Cerro hermoso de los Llanganates: Plagioklaseinsprenglinge, spärlicher Quarze liegen in einer Quarz-Feldspat-Sericitgrundmasse; durch Verwitterung ist der Feldspat ganz oder teilweise durch Kalkspat und Chlorit ersetzt. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins (Anal. V) ist durch die Verwitterung beeinflußt; der geringe Na^2O -Gehalt ist wohl eine Folge der unter dem Einfluß des Druckes vor sich gehenden chemischen Änderungen.

VIII. Ausgedehnte Granit- und Diorit- resp. Tonalitmassive der Ostkordillere haben die Tonschiefer kontaktmetamorph verändert; von den beiden besser bekannten sind die Gesteine des Llanganates-Massivs oben als Granitgneise beschrieben, während das Alao-Massiv vom Druck fast ganz verschont geblieben ist.

Das Hauptgestein des Alao-Massivs steht zwischen Hornblendegranit und Quarzglimmerdiorit, mit herrschendem Plagioklas (Oligoklas und Andesin), zurücktretendem Kalifeldspat, Biotit, akzessorisch grüner Hornblende und mit Quarz. Durch Hinzutreten von diallagähnlichem Pyroxen, Hypersthen und sogar Olivin entwickelt sich ein gabbroider Typus, der aber immer noch Kalifeldspat enthält. Quarz ist dem Kalifeldspat gegenüber idiomorph, doch finden sich auch pegmatitische Verwachsungen. Schlieren hornblendedioritischer Zusammensetzung aus leistenförmigem Plagioklas, grüner Hornblende und Biotit sind nicht selten. Am Kontakt wird das Gestein reicher an Kalifeldspat, unmittelbar an der Berührung mit Tonschiefer haben sich die Gesteine durchdrungen und der Tonschiefer ist in Hornfels umgewandelt.

Im Alao-Massiv treten Ganggranite auf, ferner fand sich in dem Saussuritamphibolit am Yanarumi an der Colay cochca auf der Paßhöhe von Mácas, der wohl ein metamorphes gabbroides Glied des Alao-Massivs ist,

ein dichter grüner Odinit aufgebaut hauptsächlich aus schlanken, lichten, bräunlichgrünen Hornblendesäulchen, zwischen welchen trüber aufgequollener Plagioklas liegt. Die Salbänder sind dicht und glasig.

IX. Helle fein- bis mittelkörnige Gabbros enthalten granophyrisch verwachsenen sauren Plagioklas und Quarz in den Zwischenräumen zwischen basischem Plagioklas, Augit und Biotit; olivinführenden Gliedern fehlt diese Verwachsung. Beide Varietäten stehen an der nördlichen Umwallung bei Plazabamba am Altar an, möglicherweise noch zum Alao-Massiv gehörig.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ²	75,33	70,12	51,61	58,27	70,57
Ti O ²	0,08	0,40	1,72	1,72	0,06
Al ² O ³	13,38	15,52	14,66	14,61	15,39
Fe ² O ³	0,61	1,65	5,48	1,33	2,77
Fe O	0,85	2,48	6,85	2,01	1,81
Mn O	—	—	nicht vorh.	0,03	0,05
Mg O	0,55	2,22	4,04	3,30	1,52
Ca O	0,33	0,73	8,44	5,49	1,66
Na ² O	3,50	3,09	4,50	7,92	2,61
K ² O	4,06	1,99	0,35	2,12	2,21
H ² O	0,43	2,28	1,57	0,56 (Gl.-V.)	1,12
S O ³	—	—	0,22	—	0,09 (S)
P ² O ⁵	0,20	—	0,18	—	0,34
CO ²	—	—	nicht vorh.	—	0,24
Sa.	99,32	100,48	99,62	100,46	100,44
Spez. Gew.	2,647	—	2,991	—	2,668

Analysator: A. LINDNER A. LINDNER A. LINDNER A. LINDNER A. LINDNER

I. Muscovitgneis, herrschende Gesteinsart des Cuvillan, Valle-Vicioso-Berge (p. 208).

II. Chloritglimmeralbitgneis, Chorrera de Agoyan, linke Seite des Rio Pastaza, südliches Fußgebirge der Llanganates, 1476 m (p. 214).

III. Körniger Amphibolit (chemisch mit dem Whin Sill-Diabas übereinstimmend), Aufstieg von Antiojos-pungu nach Toldo-filo, Cerros de los Llanganates $s_{68,32} a_{3,1} c_{2,7} f_{14,2} n_{9,5}$ (p. 227).

IV. Aktinolith-Epidot-Albitgestein, Südwestseite des Saraurcu nahe dem Zelt am Anjel-Maria-pamba-Gletscher $s_{64,61} a_8 c_{1,2} f_{10,8} n_{8,5}$ (p. 238).

V. Umgewandelter Keratophyr, Westseite in den unteren Teilen des Cerro hermoso de los Llanganates (p. 259).

B. Sedimente und Eruptivgesteine der Kreideformation.

Die Ablagerungen der Kreideformation gestatten vorläufig noch keine Gliederung oder Parallelisierung, petrographisch sind sie in der eigentlichen Ostkordillere als bituminöse Kalksteine, in dem südlichen Teil, der Provinz Azuay, als steil aufgerichtete N.--S. streichende

Sandsteine entwickelt. Horizontal gelagerte bituminöse Kalkschiefer krönen den Gipfel des Cerro hermoso de los Llangates; während W. REISS (dies. Jahrb. 1903. II. -218- ff.) aus der horizontalen Lagerung auf eine Transgression der Kreide nach einer Periode starker Abtragung schließt, nimmt Verf. wegen der petrographischen Beschaffenheit der stengeligen Kalkschiefer, die auf eine Einwirkung des Gebirgsdruckes hinweist, sowie wegen des Höhenunterschiedes von 3354 m zweier naheliegender Kreideablagerungen und des Fehlens anderer Anzeichen für eine so gewaltige Verwerfung an, daß die Lagerung durch eine liegende Falte oder Überschiebung erklärt werden muß.

Die eruptive Facies der Kreideformation reicht von der Westkordillere, wo sie in großem Maßstabe entwickelt ist (bearbeitet von KLAUTSCH, dies. Jahrb. 1900. I. -402- ff.), an die Flanke der Ostkordillere heran; es sind wesentlich Decken von Augitporphyriten und Quarzporphyriten mit ihren Tuffen.

Die Augitporphyrite sind teilweise reine Augitporphyrite, unter deren Einsprenglingen bald Augit, bald Feldspat herrscht (Labradorporphyrite), teils Olivinaugitporphyrite (in Melaphyr übergehend, Bytownit und Labradorit führend), teils Hornblendeaugitporphyrite mit saureren Feldspaten, in Hornblendeoporphyrite übergehend. Die Grundmasse ist glasig oder holokristallin. Zwei Hauptverbreitungsgebiete: Cerros de Yaruquies (mit der Westkordillere in Verbindung stehend) und die Berge westlich von Azuay mit den Vorkommen in dem Cuenca-Becken.

„Die innige Verknüpfung massiger Eruptivgesteine mit Tuffen läßt den Schluß ziehen, daß die Augitporphyritergüsse unter Meeresbedeckung erfolgt sind.“ Vollkommen gleiche Gesteine unter gleichen Verhältnissen finden sich in den chilenischen Anden.

Quarzporphyre, jünger als die Augitporphyrite, wie Einschlüsse beweisen, treten sowohl in den Cerros de Yaruquies wie in den Cerros de Molobog im Cuenca-Becken auf; es sind Felsophyre, in den Cerros de Molobog auch sphärolithisch ausgebildet und von Pechstein und Obsidian begleitet.

Eine andere geologische Stellung nehmen wohl Porphyrite ein, die auf der Ostflanke der Ostkordillere gewöhnlich quarzführend gangförmig in kristallinen Schiefern, z. B. des Antisana-Fußgebirges auftreten, während sie auf der Westseite in der Kreideformation sich finden. Charakteristisch ist für sie holokristalline Grundmasse, aufgebaut aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz in sehr wechselnden Verhältnissen; als Einsprenglinge treten in den hornblendefreien Porphyriten nur Plagioklas und Biotit, in den Hornblendeoporphyriten Plagioklas und grüne Hornblende auf — die Einsprenglinge treten oft an Menge sehr zurück. Echte Dioritporphyrite fanden sich als Gerölle im Rio Chanchan, hier durchaus übereinstimmend mit Andendioritporphyriten aus Chile (F. v. WOLFF, dies. Jahrb. 1901. I. -414- ff.), für welche MÖRICKE den Zusammenhang mit Andendioriten am Cerro de Conchali nachgewiesen hatte (dies. Jahrb. 1892. I. -522-).

Ein geologisch-topographischer Teil ordnet die Gesteine geographisch nach ihren Fundpunkten und läßt erkennen, daß die Tektonik des Gebirges ziemlich verwickelt ist; die geologischen Ergebnisse seiner Untersuchung faßt Verf. in dem an zweiter Stelle genannten Vortrag in folgender Weise zusammen, nachdem er betont hat, „daß der kristallinen Ostkordillere eine Sedimentformation zugrunde liegt, die sich aus Sandsteinen und Tonen mit kohligen Einlagerungen aufbaute und daß die Einlagerungen, die Grünschiefer und Hornblendegesteine, auf basische Eruptivgesteine und deren Tuffe zurückzuführen sind.“

Es lassen sich die Diabasgesteine in den verschiedenen Stadien dynamometamorpher Umformung als Maßstab für die Intensität des Gebirgsdruckes verwenden, und so kann man drei Stufen der Umformung unterscheiden.

1. Stadium der schiefrigen Diabase und Schalsteinschiefer; ihm entsprechen die Tonschiefer, mit denen sie auch vergesellschaftet auftreten.

2. Stadium der Grünschiefer; hierher gehören die Phyllite.

3. Stadium der Hornblendeschiefer und Amphibolite; es ist das Stadium der Glimmerschiefer und Albitgneise und umfaßt alle Gesteine, die den höchsten Grad der Kristallinität erreicht haben.

In dieser Weise treten die Schiefer im geologischen Verband mit ihrer Einlagerung auf, so daß z. B. Grünschiefer nur mit Phylliten, oder Amphibolitschiefer nur mit Albitgneisen oder anderen Gesteinen derselben Stufe zusammen auftreten.

Da nun die Intensität des Gebirgsdruckes Änderungen mit dem Ort unterworfen ist, folgt aus dieser Tatsache, daß Schlüsse auf die vertikale Aufeinanderfolge von Tonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer und Gneis nicht zu machen sind, vielmehr diese Schiefer geologisch äquivalente Horizonte, aber in einem verschiedenen Grade der Umformung darstellen können.

Diese kristallinen Schiefer werden von Granit und tonalitartigen Dioritmassiven durchbrochen; dieselben haben auf die Tonschiefer und Grünschiefer Kontaktwirkung ausgeübt, sind demnach jünger als diese. Während diese Massive im Westen nur wenig von dynamometamorphen Veränderungen betroffen wurden, sind sie im Osten in Granitgneise und Dioritgneise umgewandelt worden. Sie sind demnach von der Auffaltung der Kordillere noch mit betroffen worden.

Was nun das geologische Alter der Aufrichtung des Gebirges betrifft, so ist dasselbe in die Tertiärzeit oder frühestens in die oberste Kreidezeit zu verlegen, da Kreideschichten mit betroffen sind.

Das Alter der kristallinen Schiefer kann bei dem vollständigen Fehlen sonstiger Auhaltpunkte nur auf Grund des petrographischen Charakters der Schiefer ermittelt werden.

Die Gliederung der Schiefer in Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise ist für das archäische Alter nach den obigen Ausführungen in keiner Weise ausschlaggebend.

Im Gegenteil zeigt die petrographische Ausbildung der Gesteine nur sehr wenig Ähnlichkeiten mit archäischen Gneis- und Schiefergebieten. In

der Ostkordillere ist das Fehlen der Gneise, wenn man von den oben erwähnten druckschieffrigen Graniten und Dioriten, die keine echten Gneise sind, absieht, auffallend. Die als Psammitgneise und Albitegneise bezeichneten Gesteine, sowie die anderen Schiefer stimmen in ihrem Habitus mit kristallinen Schiefern jüngeren geologischen Alters vollständig überein und lassen sich zum Vergleich entsprechende Schiefer aus dem Taunus, aus Steiermark, aus dem Paltental und aus den Bündner Schiefern heranziehen.

Paläozoische Formationen, sowie Trias und Jura sind in Ecuador bis jetzt noch nicht gefunden. Sind sie nicht zur Ablagerung gelangt oder bereits einer starken Abtragung zum Opfer gefallen? Die erste Annahme ist an und für sich unwahrscheinlich.

Nun ist die kristalline Ostkordillere ihrem petrographischen Habitus nach jüngeren Alters, sie ist eine Sedimentformation, bestehend aus Sandsteinen und Tonschiefern, gewesen, mit eingeschalteten basischen Eruptivgesteinen. Das aber ist die Fazies, in der die Trias und Juraformation z. B. in Chile entwickelt ist. Demnach ist die wahrscheinlichste Erklärung der Verhältnisse die, daß die bis jetzt vergeblich gesuchte Trias- und Juraformation in einem durch den Gebirgsdruck veränderten Zustand in der kristallinen Ostkordillere zu suchen ist. Wie weit paläozoische Sedimente in der kristallinen Ostkordillere versteckt sind, entzieht sich vorläufig noch vollständig unserer Beurteilung, sicherlich beteiligen auch sie sich an dem Aufbau derselben.

Das Alter der durchbrechenden Granit- und Tonalitmassive, die z. T. von der Aufrichtung des Gebirges mit betroffen sind, ist, wie diese ~~seien~~ auf die Grenze zwischen Kreide und Tertiär zu setzen.

Ich parallelisiere sie mit den „Andengesteinen“ STELZNER's, die in Argentinien und Chile ein gleiches Alter haben.

An der Flanke der Ostkordillere finden sich eigenartige porphyritische Gesteine mit holokristalliner Grundmasse. Doc! lassen sich bis jetzt nähere Angaben über ihr geologisches Auftreten ~~erstellen~~ machen. Genau dieselben Arten treten in Chile in einem nachweisbaren ~~ersten~~ ^{zweiten} Zusammenhang mit den Andengesteinen auf. Ich trage kein Bedenken, auch hier die Parallele zu ziehen und diese Gesteine den porphyrischen Gliedern der Andengesteinsgruppe zuzurechnen“ (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. - 95—97 -).

Milch.

J. Knott: Kritische Bemerkungen über den Wert eines physikalisch-chemischen Zentrallaboratoriums, bzw. solcher Untersuchungen namentlich für geologisch-hydrologische Fragen. (Sitz.-Ber. „Lotos.“ 24. (2.) 15—52. Prag 1904.)

Verf. tritt einer aufgetauchten Anschauung, daß sich mit Hilfe eines gemeinsamen Kurortlaboratoriums bzw. mittels der physikalisch-chemischen Untersuchungsmethoden das Gebiet der Zufuhrssader einer Mineralquelle, demgemäß auch der Schutzrayon für eine solche genau bestimmten lasse,

entgegen, weist auf einschlägige konkrete Fälle hin und betont die Zweckwidrigkeit eines solchen Versuches, resp. die Unmöglichkeit einer derartigen Ermittlung.

A. Sachs.

R. Delkeskamp: Die Bedeutung der Geologie für die Balneologie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 202—209.)

Verf. prüfte die im Jahre 1902 in Karlsbad von EDUARD SUESS vorgetragene Unterscheidung der Quellen in juvenile und vadose auf ihre Bestätigung in der Praxis hin. Er findet eine vollkommene Bestätigung der Theorie. Die vadosen Quellen, die vom Regenwasser gespeist werden und ihren Salzgehalt der Auslaugung sedimentärer und kristalliner Gesteine verdanken, sind schwankend in der Ergiebigkeit und in der Salzführung. Die juvenilen Quellen zeigen Sommer und Winter gleiche Konzentration und Ergiebigkeit. Bei den vadosen kann durch geeignete Fassung, durch Vermehrung der Niederschlagsmenge im Infiltrationsgebiete eine Steigerung der Ergiebigkeit manchmal erzielt werden, bei den juvenilen ist dies vergebens, denn sie entstammen erstarrenden magmatischen Massen in den tiefsten Regionen der Erdkruste. Schon 1893 hatte FRESENIUS gesagt, daß sich Gehaltsschwankungen eines Mineralwassers in der Regel um so weniger erweisen, je höher die Temperatur der Quellen ist. Dies führt daher, weil die meisten Thermen juveniler Natur sind. Große Bedeutung haben auch die Mischwässer, also diejenigen Mineralwässer, die juvenile und vadose Bestandteile enthalten. Auch auf die einschneidende Bedeutung der Ionentheorie für die Analyse der Mineralwässer weist Verf. hin, und er fordert ließlich eindringlich eine wissenschaftliche Beobachtung und Überwachung der Mineralquellen.

A. Sachs.

C. Gäbert: Der artesische Brunnen von Großzössen bei Borna, Bezirk Leipzig. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 261—263.)

Das Bc¹ den dortigen Brunnen wurde auf 97 m Tiefe niedergebracht. Die geologische Untersuchung des Bohrprofiles ergab sich, daß das Geschiebelehm und altdiluvialen Kiesen und Sanden sich aufbauende Diluvium von der Braunkohlenformation unterlagert wird, die eine Mächtigkeit von 71 m besitzt und zwei Braunkohlenflöze von 6 bzw. 15 m Mächtigkeit einschließt; darunter folgt Buntsandstein, der aus soliden, bis über 3 m starken Bänken, wechseltlagernd mit schwachen Lettenschichten, besteht. Das Wasser des Brunnens entstammt dem Buntsandstein. Es ist vom hygienischen Standpunkte aus einwandfrei, doch eignet es sich wegen seines hohen Härtegrades zu mancherlei Zwecken nicht besonders gut. Die Temperatur des ausströmenden Wassers beträgt 15° C. Bemerkenswert ist eine allmähliche Abnahme der Ausflußmenge des Wassers, die wohl darauf zurückzuführen ist, daß namentlich in der ersten Periode der Brunnentätigkeit noch angesammelte Wasservorräte bei der Speisung mitwirkten, die sich später nicht mehr bildeten.

A. Sachs.

K. Hofmann und L. v. Lóczy: Über die Entstehung der Budaer Bitterwasserquellen. (Földtani Közlöny. 34. 1904. 317 bzw. 347. Ungarisch u. deutsch.)

Die berühmten Ofener (Budaer) Bitterwasserquellen entspringen auf der Südostseite des Ofener Gebirges, welches aus obertriadischem Hauptdolomit und rhätischem Dachsteinkalk als Grundskelett und auflagernden mitteleocänen und unteroligocänen Schichten aufgebaut ist, die gegen Westen und Süden unter jüngere tertiäre Ablagerungen untertauchen. Die Bitterwässer sind an die obere Schichtengruppe des unteren Oligocäns, den sogenannten Kisczeller (Kleinzeller) Ton, gebunden. Sie sind durch vier Brunnengruppen erschlossen, welche sich in flachen Becken befinden, die mehr oder weniger abgeschlossen und abflußlos sind. In wesentlicher Übereinstimmung mit v. SZABÓ, welcher die Verhältnisse der Ofener Bitterwässer früher studiert hat, betrachten die Verf. diese Wässer als freatische Grundwässer, welche sich wenig tief unter der Tagesoberfläche in der oberen Verwitterungsschicht des Kisczeller Tones und in den diesen bedeckenden lockeren Quartärbildungen bewegen und vom unzersetzten Kisczeller Ton als undurchlässiger Unterlage gestaut werden. Die mineralischen Bestandteile des Bitterwassers, worunter Magnesium- und Natriumsulfat vorherrschen, werden als hauptsächlich von der Verwitterung und Auslaugung des Kisczeller Tones herstammend angesehen. Die in der, in Zersetzung begriffenen oberen Rinde des Tones sich bewegenden Grundwässer wirken nämlich unter Zutun des Sauerstoffes und Kohlendioxydes der Luft auf das feinverteilte Pyrit-, Dolomit- und Feldspatmaterial des Tones ein und bewirken durch chemische Umsetzung die Entstehung der für die Bitterquellen charakteristischen Salze. Das Natrium entstamme dem Natronfeldspat, die Magnesia dem Dolomit und die Schwefelsäure dem zersetzen Pyrit. Die Verf. berechnen, daß z. B., um die, dem Dobogóer Quellengebiet mit dem Bitterwasser jährlich entnommene Menge von Natrium- und Magnesiumsulfat liefern zu können, eine die Flächenausdehnung des Einzugsgebietes besitzende, 11 mm dicke Schicht des Kisczeller Tones vollständig verwittern müßte. Der chemische Prozeß der Bildung der Hauptsalze des Bitterwassers muß nicht ausschließlich in den flachen Quellenbecken, sondern kann auch an entfernten Orten im Bereich des Kisczeller Tones stattfinden; aber in den Becken erfolgte und erfolgt immer noch die Konzentration der Lösungen teils durch Verdunstung, teils durch Neubildung der Salze.

Katzer.

v. Reinach: Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen. (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 42. 1—64. 1 Taf. 1904.)

Den Hauptteil dieser Arbeit bildet die sehr detaillierte Beschreibung einer Anzahl von Stollen, die zur Wasserversorgung der Städte Wiesbaden, Königstein, Cronberg, Homburg u. a. Orte angelegt worden sind. Angaben über Gesteinsverhältnisse, Spalten und Klüfte, deren Wasserführung, die

Abhängigkeit dieser letzteren von der Niederschlagshöhe und den jährlichen Niederschlagsperioden werden in Tabellen, z. T. auch graphisch, zur Darstellung gebracht. Wegen der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden. Für den Geologen ist von besonderem Interesse die in der Einleitung enthaltene kurze Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse in dem von den Stollen durchfahrenen Gebiet, in der u. a. eine Charakteristik der vordevonischen Schichten des Vortaunus gegeben wird (Eppsteiner Schiefer, Hangendes der Eppsteiner Schiefer, z. T. gewissen Silurschichten in Mitteldeutschland ähnlich; darüber Gédinnien und Taunusquarzit). Näheres über diese stratigraphischen und über die tektonischen Verhältnisse werden die Erläuterungen zu den neu aufgenommenen Taunusblättern bringen.

O. H. Erdmannsdörffer.

Experimentelle Geologie.

H. Hedström: Om konstgjord framställning af vindnötta stenar. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 25. 1903. 413—420. Taf. 13 u. 10 Fig. 1904.)

Um den Streit zu entscheiden, ob wirklich treibender Sand die Erscheinungen hervorzurufen vermag, die ihm bei der Bildung der Facettengerölle zugeschrieben werden, hat Verf. in einer Fabrik den zum Ätzen von Glas dienenden Sandstrahl auf verschiedene runde Gerölle (Kalkstein, Sandstein, Ålandsgranit, Ostseequarzporphyr) gerichtet und hat damit wirklich unter erheblichem Gewichtsverlust der Stücke sowohl Flächen und Kanten angeschliffen, als auch narbige Oberfläche und Politur erzeugt. Wenn auch nicht alle Dreikantflächen so entstanden sein müssen, so können sie doch auf diese Weise erzeugt werden, und das ist gegenüber neueren Zweifeln sicher von Wert.

Deecke.

Lord Avebury: An Experiment in Mountain-Building: Part II. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 345—357. London 1905. Mit mehreren Abbildungen.)

Fortsetzung der in dies. Jahrb. 1904. II. - 83 - beschriebenen Experimente, die wieder durch gute Abbildungen erläutert sind. Bei der Einführung einer starren Zementschicht zwischen weichere, leicht zu faltende Lagen von Sand und Tuch entstanden in der starren Lage unregelmäßige Brüche, mitunter aber auch regelmäßige Überschiebungen, einmal (Fig. 14, p. 354) zwei senkrecht zueinander gestellte Überschiebungen. Dieses Experiment scheint dem Verf. eine gewisse Ähnlichkeit mit der Bildung der Alpen und des Apennin zu haben.

Wilhelm Salomon.

Topographische Geologie.

O. Ampferer: Über Wandbildung im Karwendelgebirge. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1905. 198—204.)

Die zahlreichen Wandbildungen des Karwendelgebirges war man gewohnt seit ROTHPLETZ auf Verwerfungen zurückzuführen. Verf. zeigt nun auf Grund seiner neuen Aufnahmen in diesem Gebiete, daß gerade dieser Faktor bei den Wandbildungen sich in geringem, ja verschwindendem Maße beteiligt. Statt dessen wird eine doppelte Bildungsweise angeführt. So sind die steilsten Abstürze der Inntaler, Halltaler und Gleierscher Kette einfach steil aufgerichtete Schichten des Wettersteinkalkes, von welchen die begrenzenden Schiefer und Mergel der Raibler-Schichten durch Erosion entfernt sind, so daß nun die Schichtfläche als Wand erscheint. Diese Art Wände ist gegen Verwitterung äußerst widerstandsfähig, besonders dort, wo sie oben von flachgelagerten Schichten überdeckt werden. In diesem Falle gewinnen sie mit der Zeit an Höhe, da die vorgelagerten weichen Schichten immer weiter abgetragen werden.

Ganz anders ist die Erklärung für die Entstehung der Wände in der Gegend des Vomper- und Hinterautaler Kammes, die den Tälern genau folgen. Man sieht dort auf einem Gebirgssockel mit einer Schichtreihe vom Hauptdolomit bis zum Jura eine Decke von Muschelkalk und Wettersteinkalk aufgeschoben. Die Erosion mußte sich naturgemäß erst durch diese Decke hindurcharbeiten; aber in den weicheren Gesteinen des Sockels angelangt ging die Erosion viel rascher vor sich und durch Rückwärts-Einscheiden der Täler wurde der Decke der Halt entzogen, welche daher abbrach und den Tälern parallele Wände bildet.

Im Karwendelkamme endlich, der ebenfalls großartige Wandanlagen besitzt, können beide besprochenen Wandtypen übereinander beobachtet werden.

L. Waagen.

Th. Simionescu: Contributions à la géologie de la Moldavie. (Annales Scient. de l'université de Jassy. 1903. 16 p.)

Vorliegende Publikation enthält das Restümee einer größeren Arbeit, welche in den Jahren 1902 und 1903 in den Annalen der rumänischen Akademie erschienen ist.

Es wird darin die Schichtfolge in dem Abschnitte der Moldau zwischen Sereh und Prut besprochen, aus welchem bisher nur tertiäre Ablagerungen, besonders vom Sarmat bis zum Levantin, bekannt waren. SIMIONESCU gelang es nun, dort auch noch ältere Schichtglieder aufzufinden. So konnte am Prut obere Kreide nachgewiesen werden, die durch mergelige Schichten mit Feuersteinknollen vertreten und von Konglomeraten, Lithothamnienkalken und Lithothamnienmergeln der zweiten Meditarranstufe überlagert werden. Das Palaeogen fehlt sonach vollständig und auch das Miocän ist bloß durch die zweite Meditarranstufe, Tortonien, vertreten.

Weitaus den größten Teil des hier besprochenen Gebietes nehmen die sarmatischen Bildungen ein. Dieselben zerfallen petrographisch in

zwei verschiedene Horizonte. Die obere Abteilung besteht aus Sanden, Sandsteinen und mürben oolitischen Kalken, unter welchen als untere Abteilung allenthalben eine mächtige Tegelablagerung angetroffen wird. Dieselbe ist von solcher Mächtigkeit, daß SIMIONESCU in deren unteren Abteilung ein Äquivalent der subkarpatischen miocänen Salzformation, also einen Teil der zweiten Mediterraanstufe vermutet. Aus der Beschreibung der Fundpunkte und dem Verzeichnis der jeweils zustande gebrachten Fossilien, zieht Verf. die folgenden Schlüsse: Die sarmatischen Ablagerungen der Moldau enthalten vorwiegend deren tiefste Schichten, den Horizont der *Erilia podolica* nach SINZOW und ANDRUSSOW, oder das „Volhynien“ nach der neuen Bezeichnung des Verf. Die Vertretung der mittleren sarmatischen Stufe (*Nubecularia*-Stufe nach SINZOW und ANDRUSSOW), des „Bessarabien“, ist schon nicht bestimmt nachweisbar, die oberste Stufe aber (Horizont der *Mactra caspia* nach ANDRUSSOW), das „Chersonien“ und die mäotischen Schichten fehlen vollständig. Die sarmatischen Schichten der Moldau zeigen aber noch eine petrographisch abweichende Ablagerung, nämlich Bryozoen-Kalke, welche als Fortsetzung der podolischen „Toltry“-Rücken aufgefaßt werden.

Pontische und Levantinische Schichten wurden nur in geringem Maße angetroffen. Erstere bilden den Süden der Moldau, während letztere in der Umgebung von Galatz aufgefunden wurden. **L. Waagen.**

Th. Simionescu: Sur la présence du Verrucano dans les Carpates Moldaves. (Annales Scient. de l'université de Jassy. 1903. 3 p.)

Bei Magura, unweit Prisacani, fand Verf. auf der archaischen Masse der Moldau rote Sandsteine, Konglomerate und Breccien, die von kalkigen Schichten überlagert werden. Leider waren in diesem ganzen Komplex keine Fossilien aufzufinden, und Verf. bezieht sich daher auf die große Ähnlichkeit mit den Breccien bei Nagyhagymas im Szeklerland, die von HERBICH als Verucano gedeutet wurden, ebenso wie dies PAUL bei gleichen Vorkommnissen der Bukowina auffaßte. Danach dürften die überlagernden Kalke bereits der unteren Trias angehören. **L. Waagen.**

Joh. Holobek: Die geologischen Verhältnisse der Erdwachs- und Erdöllagerstätten in Boryslaw. (Exk. in Österr. IX. intern. Geol.-Kongr. 1903. III. 10 p.)

In den Jahren 1863—1865 wurde mit dem Erdwachsbergbau in der Gegend von Boryslaw begonnen, und dieser seit etwa 30 Jahren besonders intensiv betrieben, nachdem die Verarbeitung von Ozokerit zu Zeresin bekannt wurde. Seit 1900 gesellte sich dazu auch noch eine sehr schwunghafte Erdöl-Gewinnung, welche nun bereits nahezu $\frac{1}{4}$ der ganzen galizischen Ölproduktion ausmacht. Beide Lagerstätten gehören dem unteren Miocän, der subkarpatischen Salzformation, an, und wenn Erdöl und Erdwachs auch vorwiegend selbständig auftreten, so stehen ihre Gebiete doch viel-

fach miteinander in Verbindung. Die Salzformation erscheint hier den oligocänen Menilitschiefern direkt angelagert, und besteht in den oberen Lagen vorwiegend aus Schieferton, in den unteren zunehmend aus Sandsteinen, die für das Erdölvorkommen von Wichtigkeit sind. Fossilien wurden niemals angetroffen, dagegen finden sich häufig Bruchstücke älterer Karpatengesteine. Die Schichten sind am Rande überkippt und weiter gegen NO. in zwei Hauptfalten gelegt, von welchen der nordöstliche Sattel vorwiegend Erdwachs, der südwestliche vorwiegend Erdöl führt. Zugleich mit der Faltung der Miocän-Ablagerungen ging eine intensive Zerklüftung des ganzen Komplexes einher. Die Querklüfte erreichen sogar eine Mächtigkeit bis zu 20 m, während die untergeordneten Längsklüfte bloß 2 m mächtig werden. Diese Kluftsysteme sind von den Trümmern des Nebengesteines ganz erfüllt, und erst später wurde unter hohem Druck das Erdwachs nachgepreßt. Die Qualität sowohl als das Ausbringen schwankt ziemlich stark, doch beträgt die Fördermasse gegenwärtig ungefähr 1,5 %. Durch Bohrungen konnten die Klüfte und mit ihnen das Erdwachs noch in einer Tiefe von 695 m nachgewiesen werden. Die erdölführenden Schichten senken sich mit der Annäherung an die Flyschgrenze immer mehr, und wurde der reichste Horizont, der „dritte Ölsandstein“, in einer Tiefe von mehr als 800 m angetroffen. Das Öl fließt bei Boryslaw von selbst aus.

L. Waagen.

O. Clar und A. Sigmund: Exkursion in das Eruptivgebiet von Gleichenberg. (Exk. in Österr. IX. intern. Geol.-Kongr. 1903. 5. 16 p. 2 Fig. 1. Tab.)

Die Vulkane der Gleichenberger Gegend besitzen als Basis palagonitische Tuffe, über welche basaltische Kuppen und Decken ausgebreitet erscheinen. Diese Basaltergüsse, unter welchen sich auch Nephelinbasanite und Limburgite finden, erfolgten nach dem Verschwinden des Congerien-sees. Mitten aus diesen Basaltkuppen erhebt sich aber ein älteres, sarmatisches Eruptivmassiv, das vorwiegend aus Trachyten und Andesiten, und nur zum geringen Teile aus Lipariten besteht. Die Anlage dieses Eruptivstockes ist eine solche, daß die Zentralmasse aus trachytischen, die peripheren Teile aus andesitischen Gesteinen bestehen. In der Zentralmasse lassen sich olivinführende Biotit-Augit-Trachyte und Biotit-Hypersthen-Trachyte mit Olivin und Zirkon unterscheiden. Die andesitischen Randgesteine lassen sich dagegen folgendermaßen gliedern: 1. Trachytoide Andesite (trachytoide Biotit-Andesite und olivinreiche trachytoide Biotit-Augit-Andesite), 2. Andesitoide (Hypersthen-Biotit-Andesitoide, Biotit-Augit-Andesitoide und Glimmer-Andesitoide), 3. echte Andesite (Hypersthen-Glimmer-Andesite, Biotit-Andesite, Biotit-Augit-Andesite und Augit-Andesite). Stellenweise wurden die Andesite unter Solfataren-Einwirkung in Halbopale verwandelt. Von kleineren Gesteinsvorkommen ist noch ein Brockentuff und Sphärolith-Liparit zu erwähnen.

Bezüglich der Quellen von Gleichenberg bezeichnet CLAR „die Gesteine der trachytischen Zentralmasse und der andesitischen Randzone als

Muttergestein der wichtigsten Mineralquellen, die basaltischen Decken als Protektoren für die Süßwasserversorgung des Kurorts.“ Die Thermenlinie Gleichenbergs scheint von einer bedeutenden Verwerfung begleitet zu sein, die auch noch die sarmatischen Schichten durchsetzt, also jünger ist als diese. Das Sarmat aber bedeckt das eruptive Grundgebirge, und dessen Tegel ist für die Sicherung des Thermalwasserschatzes von besonderer Wichtigkeit. Die zahlreichen Mineralquellen aber lassen die auffallende Tatsache feststellen, „daß mit der Entfernung vom Eruptionszentrum der Chlornatriumgehalt gegen jenen an Natronbicarbonat immer mehr zurücktritt und so die entferntesten Säuerlinge als einfach alkalische bezeichnet werden müssen.“

L. Waagen.

R. Zuber: Die geologischen Verhältnisse von Boryslaw in Ostgalizien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1904. 41—48. Mit 4 Textfig.)

Unter einer diluvialen Lehm- und Schotterdecke, welche nicht selten Mammutreste und eine reiche Insektenfauna borealen Charakters geliefert hat, liegt in Ostgalizien die subkarpathische untermiocene Salzformation. Dieselbe besteht im wesentlichen aus Tonen und Sandsteinen mit reicher Führung an Gips und Salz, die Verf. als „Ausfüllung eines oder einiger abflußloser Wüstenseebecken“ ansieht. Das Erdwachs von Boryslaw trifft man nun in den Sandsteinen zum Teile in Schichten, zumeist aber auf verschiedenen verteilten und orientierten Adern, Nestern und Klüften angesammelt. Schon als Begleiter des Erdwachses tritt Erdöl auf, dessen Hauptlager aber findet man in den „Dobrotower Schichten“, das sind Sandsteine und Konglomerate, welche unter der Salzformation, aber über den Menilit-schiefern liegen, und vom Verf. zum oberen Oligocän gerechnet werden. Dieser Horizont ist aber so reich an Erdöl, daß z. B. in Boryslaw allein monatlich ca. 4000 Waggons zu je 10 Tonnen ausgebracht werden können. Der darunterliegende Menilit-schiefer führt fast gar kein Erdöl, dagegen zumeist sehr viel Wasser. Noch tiefer folgen sodann die karpathischen Eocänschichten. Die tektonischen Verhältnisse werden an einem beigegebenen Profile erläutert, und es zeigt sich, daß „die älteren Bildungen bis inkl. der Menilit-schiefer am Außenrande der Karpaten überkippt und über die jüngeren Ablagerungen des vorkarpathischen Hügellandes teilweise überschoben“ erscheinen, und daß die vorliegende Salzformation in intensive Falten gelegt wurde. Bezuglich der Entstehung der Boryslawer Erdwachs-Vorkommnisse vertritt Verf. eine Ansicht, die noch im Jahre 1881 von Prof. F. KREUTZ aufgestellt wurde. Danach seien Erdwachs und Erdöl homologe chemische Körper, die gleichfalls aus demselben Materiale entstehen könnten, wenn auch späterhin die Verwandlung des Erdwachses in Erdöl unter dem Einflusse hohen Druckes stattgefunden haben kann. Erdöl und Erdwachs seien ursprünglich in Schichten zwischen Ton, Sand und Gips abgelagert worden, und wurden erst bei der Faltung in die dabei entstehenden Spalten und Klüfte teilweise oder vollständig

hineingepreßt. Der Entstehung nach seien aber Erdöl und Erdwachs nicht auf Fischreste, sondern auf vorwiegend vegetabilische Stoffe zurückzuführen, wie solches Material an vegetationsreichen Küsten massenhaft den Sedimenten beigemengt erscheint.

L. Waagen.

W. Ramsay und B. Poppius: Bericht über eine Reise nach der Halbinsel Kanin im Sommer 1903. (Fennia. 21. 6. Mit 1 Karte u. 4 Taf. Helsingfors 1904.)

Der Bericht bietet eine Reisebeschreibung und einen geographischen Überblick von RAMSAY und eine Beschreibung der Flora und Fauna von POPPIUS. Geologisches Material ist nur so wenig mitgeteilt, daß dasselbe wohl anscheinend einer späteren Veröffentlichung vorbehalten sein dürfte. Es läßt sich aus dem Berichte nur entnehmen, daß die Halbinsel auf einer abradierten Unterlage präquartärer Gesteine durch Geschiebemergel und Geschiebelehm gebildet wird. Moränenbildungen in großer Ausdehnung bestimmen die Oberflächengestaltung des von der Tundra bedeckten Landes, das nur im Norden durch einen steil bis zu 190 m ansteigenden Gebirgszug, den Paë, durchzogen wird. Dieser ist ebenfalls auf seinem plateauartigen Kamm von Geschieben bedeckt, Natur und Alter seiner entblößten Gesteine werden nicht angegeben. Erwähnt werden an einer Stelle der Küste carbonische Kalksteine und rote Bänke permischer Schichten bei Mesen.

Ernst Maier.

Iowa Geological Survey. (Ann. Report 1903. Iowa Geol. Surv. 14. 1—6. 3 Karten.)

Bericht über die Tätigkeit der geologischen Landesanstalt Iowa im Jahre 1903, die teils in der Fortführung der geologischen Kartierung, teils in der Untersuchung der Tonvorkommen des Landes und deren Verwertung bestanden hat. Eine geologische Karte des Staates, sowie eine weitere, welche nur die Diluvialbildungen zur Darstellung bringt, ist beigefügt.

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Triasformation.

Fritz Noetling: Die asiatische Trias. *Lethaea geognostica*, herausgeg. unter der Redaktion von F. FRECH. II. Teil: Das Mesozoicum. Bd. I: Trias. 2. Liefg. 114 p. Mit 25 Taf. u. 32 Textfig. Stuttgart 1905, SCHWEIZERBART's Verlag (E. NÄGELE).

Verf. hat sich der Aufgabe unterzogen, ein zusammenfassendes Bild der Trias in Asien zu geben. Bei unserer beschränkten Kenntnis der Triasbildungen Asiens außerhalb der indischen Region begegnet eine solche Darstellung erheblichen Schwierigkeiten. Den natürlichen Ausgangspunkt bilden die Ablagerungen jenes Gebietes, das NOETLING als Indo-Chinesische

Provinz von der südöstlich anschließenden Australasiatischen und von der nördlich gelegenen Japanisch-Sibirischen Provinz abtrennt. Eine Verbindung der letzteren mit der Trias von Spitzbergen im Sinne der Arktischen Provinz von E. v. MOJSISOVICS erscheint zweifelhaft. Zu den Triasablagerungen der Indo-Chinesischen Provinz stehen jene von Westasien, die einer Dependenz des alpinen Mittelmeeres entsprechen, in auffallendem Gegensatz.

Die Beschreibung der marinen Triassedimente wird durch eine kurze Übersicht über die limnischen Ablagerungen der Trias im vorderindischen Gebiete des Gondwana-Landes eingeleitet. Als mutmaßlicher Repräsentant des Triassystems in der Gondwana-Serie wird die Panchet-Gruppe betrachtet. Sie liegt nach OLDHAM in übergreifender Lagerung auf der Damuda-Gruppe und besitzt nur eine geringe räumliche Verbreitung (Raniganj), die jedoch wahrscheinlich auf spätere Denudation zurückzuführen ist.

Der eigentliche Stoff des Buches gliedert sich in die nachfolgenden Kapitel:

I. Die westasiatische Bucht des alpinen Triasmeeres. In Klein- asien finden sich Triasablagerungen bei Balia Maaden (Mysien) und am Golf von Ismid. Erstere sind obertriadisch (nach BITTNER rhätisch im weiteren Sinne). Bei Ismid hat TOULA Werfener Schichten und Muschelkalk nachgewiesen. Auf noch jüngere Schichten deutet der Fund von *Protrachyceras anatolicum*. Bezüglich der Altersstellung der reichen Muschelkalkfauna schließt sich NOETLING im Gegensatze zu TOULA der Meinung v. ARTHABER's an, daß diese Fauna nicht der *Trinodosus*-Zone, sondern einem tieferen Muschelkalkniveau angehören dürfte. Mit Recht betont er, daß andere als die ganz allgemeinsten Ähnlichkeiten mit der Muschelkalkfauna des Himalaya nicht existieren.

In Armenien treten bei Djulfa Werfener Schichten in der Fazies von Quarziten auf, aus denen E. v. MOJSISOVICS *Tirolites* sp. und *Pseudomonotis Clarai* anführt.

Bei Raynau in Darwas hat A. v. KRAFFT rote Sandsteine mit Bivalven gefunden, die nach BITTNER fast ausnahmslos mit solchen der Werfener Schichten übereinstimmen. Zwischen der unteren Trias von Bokhara, die noch vollständig den alpinen Charakter trägt, und jener Indiens besteht also eine große faunistische und lithologische Differenz. Zur Erklärung dieser Differenz wird eine Barriere angenommen, die zur skythischen Zeit das mediterrane Triasmeer von der Indo-Chinesischen Provinz trennte. Das zentrale Mittelmeer des Mesozoicums (Tethys) scheint während dieser Epoche zwischen Punjab und Darwas unterbrochen gewesen zu sein.

II. Die Indo-Chinesische Provinz. a) Afghanistan. Die von GRIESBACH in der Provinz Herat entdeckten Schichten der marinen Obertrias werden von kohlenführenden Sandsteinen mit *Schizoneura* überlagert. NOETLING betont die Übereinstimmung mit der Triasgliederung in Sumatra, wo ebenfalls über Daonellenschichten eine Sandsteinserie folgt. Die Küstenlinie des obertriadischen Meeres verlief in der Nähe von Herat, vielleicht gegen Samarkand und Taschkent.

b) Pamir. Aus den Untersuchungen der von STOLICZKA am Passe Aktash gesammelten Fossilien durch TELLER und BITTNER ergibt sich eine Vertretung der oberen Trias (Schiefer mit *Monotis salinaria* und Halorenkalk). Ob untere und mittlere Trias hier tatsächlich fehlen, bleibt zweifelhaft.

c) Himalaya. Hier ist die gesamte Trias in seltener Vollständigkeit entwickelt, doch weist die obere Trias allenthalben eine unvergleichlich größere Mächtigkeit auf als die untere und mittlere. In der historischen Einleitung werden von dem Verf. insbesondere die Verdienste STOLICZKA's hervorgehoben, die von den Nachfolgern nicht immer gebührend gewürdigt worden sind. Die Anschauungen NOETLING's über die Grenze von Perm und Trias im Himalaya sind schon mehrfach in dies. Jahrb. zum Ausdruck gekommen, so daß auf dieselben hier nicht näher eingegangen zu werden braucht. Nach NOETLING beginnt die Trias mit der Zone des *Proptychites Markhami* und umfaßt die zehn folgenden faunistisch wohl charakterisierten Ammonitenhorizonte:

Indische Obertrias	10. <i>Sagenites</i> -Schichten, 9. <i>Halorites</i> -Schichten, 8. <i>Hauerites</i> -Schichten ¹ , 7. <i>Tropites</i> -Schichten, 6. <i>Joannites</i> -Schichten.
Indische Mitteltrias	5. <i>Ptychites</i> -Schichten, 4. <i>Robustites</i> -Schichten.
Indische Untertrias	3. <i>Stephanites</i> -Schichten, 2. <i>Hedenstroemia</i> -Schichten, 1. <i>Prionolobus</i> -Schichten.

Allerdings ist eine direkte Überlagerung der *Stephanites*-Schichten, die man bisher nur aus Byans kennt, durch die *Robustites*-Schichten (mit *Ceratites subrobustus*) noch nicht beobachtet worden.

Detailbeschreibungen der wichtigsten Profile in Spiti (insbesondere Umgebung von Lilang) und Painkhanda (Shalshal Cliff, Bambanag Cliff) werden nach den Untersuchungen HAYDEN's, A. v. KRAFFT's, des Referenten und nach eigenen Beobachtungen des Verf.'s gegeben. Als das tiefste Glied der mittleren Trias betrachtet NOETLING die Masse fossilärmer Knollenkalke zwischen den Horizonten der *Rhynchonella Griesbachi* im Liegenden und der *Spiriferina Stracheyi* im Hangenden, für die er den Namen Niti-Kalk vorschlägt. In der Parallelisierung der Triasbildungen von Painkhanda und Spiti wird die Grenze zwischen der ladinischen und karnischen Stufe mitten durch die Grey beds gezogen, obwohl deren basaler Cephalopodenhorizont mit *Joannites cf. cymbiformis* bereits eine Ammonitenfauna von karnischem Gepräge führt². An der großen Verschiedenheit

¹ [Die von E. v. MOJSISOVICS vorgenommene Identifizierung der Leitform dieses Horizontes mit *Hauerites* dürfte sich nicht aufrechterhalten lassen. Ref.]

² Die wiederholte Angabe: „ladinische“ statt karnische Stufe im Profil des Shalshal Cliff auf p. 147 ist wohl nur ein lapsus calami.

in der Mächtigkeit fast aller obertriadischen Zonen in Painkhanda und Spiti, wie sie sich aus einer Nebeneinanderstellung der Profile A. v. KRAFFT's und des Referenten ergibt, äußert NOETLING starke Zweifel, doch teilt er die Überzeugung, daß wirkliche Unterbrechungen der Schichtfolge in keinem der klassischen Normalprofile vorhanden sind. Die Beziehungen der mittel- und obertriadischen Faunen des Himalaya zu jenen der Alpen sieht er als ziemlich entfernte an. „Es sind nur die allgemeinen Verwandtschaftsverhältnisse, die Assoziation der verschiedenen Genera, welche die Beziehungen zur alpinen Trias vermitteln“ (p. 158). Die untertriadischen Faunen zeigen gar keine Anklänge an jene der Alpen, faunistische Beweise für die Gleichstellung der Schichten unter dem Niti-Kalk mit dem Buntsandstein liegen streng genommen nicht vor.

d) Salt Range. Die Ausführungen in der Lethaea bieten gegenüber den Mitteilungen NOETLING's in dies. Jahrb. 1901. Beil.-Bd. XIV nichts wesentlich Neues, so daß sich eine Inhaltsangabe erübrigt. Jüngere Bildungen als untere Trias sind in den Ceratitenschichten keinesfalls vertreten.

Auch zwischen Salt Range und Himalaya sind erhebliche Verschiedenheiten in bezug auf die Ausbildung der unteren Trias vorhanden. „In der Salt Range eine mächtige Schichtfolge von hellgrauen Kalken und grünlichen Tonen mit individuen- und artenreicher Fauna, im Himalaya eine wenig mächtige Schichtserie von dunklen Kalken und Schiefern mit nicht sehr reicher Fauna.“ Immerhin ist die Zahl der gemeinsamen Arten nicht unbeträchtlich, doch ist zur genauen Feststellung die Neubearbeitung der Triasammoniten der Salt Range unerlässlich. Auf die Notwendigkeit einer Revision der Bestimmungen WAAGEN's wird vom Verf. wiederholt hingewiesen.

Die Triasablagerungen der Salt Range und des Himalaya haben als die bestbekannten in Asien eine besonders ausführliche Darstellung erfahren. Der Überblick ist durch mehrere vergleichende Tabellen erleichtert.

Aus Hazara sind obertriadische *Megalodon*-Kalke, aus Kashmir Fossilien der Mittel- und Obertrias bekannt¹. In Baluchistan ist obere Trias in der Ausbildung von Schiefern mit *Monotis salinaria* und *Halorites* durch VREDENBURG nachgewiesen worden.

e) Birma. Im Karen-Lande obertriadische Daonellenkalke, in den nördlichen Shan-Staaten braune Schiefer mit der Fauna von Tschungtien, der aber Bivalven von paläozoischem Anstrich beigemischt sind. Das triadische Alter dieser Fauna steht nicht fest.

f) Tongking. Sichergestellt ist das Vorkommen von Obertrias (karbonische Stufe) mit *Juvavites tongkinensis* DIEN., zweifelhaft die untere Trias.

g) China. Das triadische Alter der von Loczy entdeckten Fauna von Tschungtien, die jener von Napeng (Shan-Staaten) jedenfalls im Alter

¹ [Die Angabe, daß obere Trias in Kashmir nicht nachgewiesen sei, bedarf einer Richtigstellung. LYDEKKER hat aus der Supra-Kuling series von Shargol, Ladakh eine neue Art von *Megalodon* abgebildet, die später von BITTNER als *M. ladakhensis* beschrieben und als obertriadisch bezeichnet worden ist. Ref.]

gleichsteht, hält Verf. nicht für völlig sichergestellt. Sehr zweifelhaft ist die Altersstellung angeblich untertriadischer Schichten in Se-tschuen. Aus Kweitschou hat KOKEN eine kleine Fauna von ladinischem oder karnischem Alter beschrieben. Aus dem Semenow-Gebirge (nordöstliches Tibet) hat FUTTERER Ammoniten mitgebracht, die auf untere Trias und Muschelkalk hinweisen.

In einem zusammenfassenden Abschnitt erörtert NOETLING die Entwicklung der Trias in der Indo-Chinesischen Provinz, die einem selbständigen Faunengebiet im Sinne der Indischen Triasprovinz von E. v. MOJSISOVICS entspricht. Das Triasmeer war in der skythischen Epoche gegen Westen abgeschlossen. Süd- und Westküste lassen sich annähernd bestimmen. Die Ceratitenschichten der Salt Range sind küstennahe Bildungen (Ripple marks, *Trematosaurus*). Von Multan verlief die Grenze in südöstlicher Richtung. Gegen Südosten war die indische Meeresbucht weit geöffnet. Für den Muschelkalk wird eine kleine Regression, für die obere Trias eine große Transgression angenommen. Während der letzteren Epoche bestand eine ununterbrochene Verbindung mit dem alpinen Triasmeer. Die Entwicklung der unteren Trias in einer cephalopodenreichen Kalksteinfazies ist eines der Hauptmerkmale dieser Provinz. Aus der indo-chinesischen Trias sind bisher rund 400 Arten beschrieben worden (darunter über 280 Cephalopoden). Nur 20 Arten sollen bisher außerhalb dieser Provinz gefunden worden sein. Sie weisen auf nähere Beziehungen zur japano-sibirischen als zur europäischen Trias. [? Ref.]

III. Die Sibiro-Japanische Provinz. a) Japan. Ablagerungen der mittleren (Rikuzen) und oberen Trias (Sakawa-Becken).

b) Sibirien. Im Ussuri-Gebiet untere Trias (Kalksandsteine der Zone des *Prionolobus Markhami* mit einer Bivalvenfauna der Werfener Schichten) und Muschelkalk. An der Olenek-Mündung Schiefer mit der Fauna des *Dinarites spiniplicatus* MOJS. E. v. MOJSISOVICS betrachtete sie als den oberen Werfener Schichten homotax, NOETLING hält sie für unteren Muschelkalk (wegen des Vorkommens von *Ceratites subrobustus* und *Beyrichites affinis* im unteren Muschelkalk des Himalaya). Bei Werchojansk Tonschiefer mit *Pseudomonotis ochotica* KEYS. (wahrscheinlich Obertrias), desgleichen an der Südküste des Ochotskischen Meeres.

Indem NOETLING die Olenek-Schichten für küstennahe Sedimente hält, bestreitet er die Annahme eines Zusammenhangs zwischen der Trias von Sibirien und Spitzbergen. „Beide waren durch einen weiten Kontinent getrennt. Eine arktische Triasprovinz im Sinne MOJSISOVICS' kann also nicht gut existiert haben.“

Aus der Japano-Sibirischen Provinz sind 119 Arten (darunter 70 Cephalopoden) beschrieben worden. Nur die *Pseudomonotis*-Schiefer von Werchojansk sind eine ausgesprochene Pelecyopodenfazies. Sonst überwiegen Ammoniten, wie in der Indo-Chinesischen Region.

IV. Die Arktische Provinz. Umfaßt die Triasvorkommen an der Westküste von Spitzbergen (Eisfjord) und auf der Bäreninsel. Auf Spitzbergen Muschelkalk (Posidonienkalk und Daonellenkalk) und obere Trias

(Halobienkalk), auf der Bäreninsel Schiefer und Myophoriensandsteine der karnischen Stufe. Beziehungen zur indo-chinesischen oder zur sibiro-japanischen Trias sind nicht vorhanden, eher solche zur nordamerikanischen Trias.

V. Die Australasiatische Provinz. Untere Trias und Muschelkalk sind nicht bekannt, wahrscheinlich beginnt die marine Transgression mit der oberen Trias. Die letztere ist nicht in einer Cephalopodenfazies, sondern in einer Pelecypodenfazies entwickelt, auf Sumatra (vielleicht auch Borneo) als Schiefer, Tone und Sandsteine mit *Halobia* und *Daonella*, auf Timor und Rotti als dünnplattige Kalke, deren tiefere Abteilung ebenfalls *Halobia* und *Daonella* (insbesondere *D. styriaca* Mojs.) führt, während die obere *Pseudomonotis ochotica* var. *densistriata* TELL. enthält. Eine Revision der von ROTHPLETZ bearbeiteten Zweischaler der Trias von Rotti gibt RENZ. Hiernach ist die Bestimmung *Monotis salinaria* zu ersetzen durch *Pseudomonotis ochotica* var. *densistriata*, *Halobia Cassiana* durch *Daonella styriaca*, *Daonella Lommeli* durch *D. indica*. Auf den Molukken ist marine Trias durch G. BÖHM bekannt geworden (Daonellenschiefer auf Misol, Thecosmilien-Schichten auf Hallu).

Zum Schluß wird eine zusammenfassende Darstellung der asiatischen Trias in dem allgemeinen Abschnitte „Verbreitung der Triasmeere“ angekündigt.

Dieser Lieferung der Lethaea sind 25 Tafeln beigegeben. Ein entschiedener Fortschritt ist es, daß jetzt bei den Abbildungen der Maßstab der Verkleinerung angegeben erscheint. Eine nicht geringe Anzahl von Tafeln erhält besonderen Wert durch die vielen Originalillustrationen, insbesondere von Ammoniten aus den Ceratitenschichten der Salt Range. Die meisten dieser Tafeln sind vom Herausgeber (F. FRECH) zusammengestellt worden. Ob die Einfügung einer doch naturgemäß sehr unvollständigen Revision der Gattungsbegrenzung untertriadischer Ammoniten in einem Werke von zusammenfassendem Charakter wie die Lethaea ein glücklicher Griff war, mag dahingestellt bleiben. Nicht mit Stillschweigen können dagegen mehrfache Irrtümer in den Tafelerklärungen übergegangen werden. Auf Taf. 16 wird ein Ammonit vom Silakank-Paß als *Ceratites Wetsoni* OPPEL bezeichnet, der mit dem Original OPPEL's auch nicht die entfernteste Ähnlichkeit aufweist und jedenfalls einer ganz anderen Gruppe angehört. In der Erklärung zu Taf. 17 wird *Sibyllites planorbis* HAUER aus dem Muschelkalk derselben Lokalität angeführt. F. v. HAUER's Spezies hat jedoch mit dem obertriadischen Genus *Sibyllites* bestimmt nichts zu tun, sondern gehört zu *Japonites*, wie die Übereinstimmung der von *Sibyllites* erheblich abweichenden Suturlinie zeigt. Dementsprechend ist auch die Angabe, daß *Japonites* nur aus Indien und Japan bekannt sei, zu berichtigen. Unzweifelhafte Japoniten hat MARTELLI aus dem montenegrinischen Muschelkalk abgebildet¹. Wenn jemand für die Identifizierung von *Arthaberites* mit *Hedenstroemia* trotz des lanceolatiformen Lobentypus

¹ *Palaeontographia Italica*. 10. 1904. p. 112, 113. Vergl. das Referat in dies. Jahrb. 1905. II. -140-.

der erstenen Gattung eintreten will, so ist das Geschmackssache, daß aber ein Ammonit mit gerundeter Externseite wie *Proptychites otoceratoides* DIEN. (Taf. 32) selbst bei der weitesten Gattungsfassung nicht zu *Otoceras* gestellt werden darf, muß immer von neuem betont werden, weil die Identifizierung dadurch, daß FRECH sie in mehreren Bänden der *Lethaea* ohne Begründung wiederholt, nicht richtiger wird¹.

Auch die Zahl sinnstörender Druckfehler macht sich in den Tafelerklärungen in unangenehmer Weise bemerkbar. In den wenigen Zeilen der Erklärung zu Taf. 18 zähle ich deren nicht weniger als fünf (WOLL. statt WULF., später WOLF. st. WULF., *Medeleyanus* st. *Medleyanus*, dazu als Autornamen MOJS. st. STOL., LANKA st. LAUKA). Die Taf. 26 trägt den Obertitel „Untertrias — Ammoneen der Salt Range“, enthält aber die Abbildung eines *Nutilus* (*Taenionautilus trachyceras*).

Es braucht wohl kaum hervorgehoben zu werden, daß diese Kritik in erster Linie nicht den Verf. der asiatischen Trias, dessen verdienstvolle Arbeit Anerkennung verdient, sondern den Herausgeber trifft, dessen Zusätze auch dem Text des Buches nicht immer zum Vorteil gereichen. Diese Zusätze sind manchmal wirklich von seltsamer Art, indem sie gerade das Gegenteil dessen besagen, was Verf. zum Ausdruck bringen wollte. So heißt es bei NOETLING (p. 158) im 4. Absatz: „Ziemlich das gleiche gilt für die obere Trias; auch hier sind es nur die allgemeinen Verwandtschaftsverhältnisse, die Assoziation der verschiedenen Genera, welche die Beziehungen zur alpinen Trias vermitteln.“ Im letzten Satze auf derselben Seite dagegen liest man: „Man wird demnach zugeben müssen, daß die obere Trias des Himalaya eine enge Verwandtschaft mit der oberen Trias der Alpen besitzt und daß eine Reihe angeblich spezifischer Arten nicht anders denn als lokale Varietäten aufzufassen sind (Anmerkung des Herausgebers).“ Müssen denn die Leser der *Lethaea* bei jeder Gelegenheit daran erinnert werden, daß der Herausgeber alles besser weiß als seine Mitarbeiter? Gegen eine solche Gepflogenheit ist eine energische Verwahrung am Platze, nachdem die zarten Andeutungen des Ref. über die Schlußlieferung der *Lethaea palaeozoica* (dies. Jahrb. 1904. II. -110-) keine genügende Beachtung gefunden haben.

C. Diener.

G. von Arthaber: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. (*Lethaea geognostica*. II. Teil. 1. Band: Trias.) Mit Beiträgen des Herausgebers. p. 223—472. 27 Taf., 6 Texttaf., 4 Tab. etc. Stuttgart, E. SCHWEIZERBART. 1905.

Noch vor einigen Jahren war die Gliederung der alpinen Trias ein Gegenstand heißer Diskussion. Aus der klaren, ruhigen und sachkundigen Darstellung v. ARTHABER's gewinnen wir die angenehme Überzeugung, daß im großen eine Einigung zustande gekommen ist und daß grundsätzliche Abweichungen kaum mehr bestehen. Nomenklatoreische Fragen, die

¹ Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 18.

stets subjektiv behandelt werden, können den weiter Abstehenden, den die Gliederung des Gebäudes und sein Baustil mehr interessiert als die Benennung der Räume, nicht beunruhigen. Ob man skythisch, anisisch in den Schatz der geologischen Terminologie aufnehmen will, wo man die obere Trias beginnen läßt im Gegensatz zur unteren, welche Schichten dem Muschelkalk, welche dem Keuper Germaniens parallelisiert werden — das alles sind ganz sekundäre Erwägungen.

In der Einleitung werden auch einige allgemeinere Probleme gestreift und speziell das der Riffbildungen ist eingehend dargestellt. Ich halte diesen kurzen Abschnitt in seiner Unparteilichkeit und in der Reserve des eigenen Urteils für ein kleines Muster der Darstellungs Kunst, aus dem der Leser den Standpunkt des Verf.'s genügend kennen lernt, aber nicht gezwungen wird, ihn zu teilen.

Verf. ist in einigen wichtigen Punkten ein Anhänger der Rifftheorie; er erkennt vor allem die Beweiskraft der Cipitkalke an. Er weist auch darauf hin, daß die Beteiligung der Korallen an der Errichtung der Riffe eine stärkere war, als gegenwärtig von den Vertretern der Diploporentheorie zugegeben wird, und daß Diploporen in bedeutenden Massen von Riffkalk bisher unauffindbar waren. „Hiermit soll aber keineswegs gelehnt werden, daß Diploporen ebenfalls gesteinsbildend auftreten und an der Außenseite der Riffe, auch am Schlern, in bedeutender Menge vorkommen. Nur der zu großen Verallgemeinerung der Anschauung, daß Korallen nicht riff-, sondern nur rasenbildend auftreten können, und daß die gewaltigen Dolomitmassen nur Diploporensedimente seien, soll hier entgegengesetzt werden.“ In der geringen Bewertung des Böschungswinkels als Kriterion eines Riffs und in der Reduktion der sogen. „Übergußschichtung“ auf sekundäre Plattung schließt er sich an SALOMON an, die Dolomitisierung wird im Anschluß an JOH. WALTHER und ROTHPLETZ erklärt. Die Sonderung der Riffberge in Wallriffe und Lagunenbildungen, zu der Mojsisovics durch die Unterschiede von geschichtetem und ungeschichtetem Dolomit geführt wurde, wird abgewiesen. [Die Erklärung der Dolomitisierung scheint mir noch im weiten Felde zu liegen. Die Folgerungen sind chemisch noch nicht gesichert. Ref.]

Ein erstes Kapitel ist der wirbellosen Meeresfauna der alpinen Trias gewidmet. Vorkommen und Entwicklung der wichtigsten Formen werden kurz charakterisiert (Korallen von FRECH). Es ist naturgemäß, daß besonders eingehend der Cephalopoden gedacht wird, zu deren Kenntnis Verf. in anderen Schriften wertvolle Beiträge geliefert hat. Die Bezeichnung leiostrak und trachyostrak gewinnt in dieser Zusammenfassung mehr entwicklungsgeschichtliche als systematische Bedeutung. Abgesehen vom Rhät, in dem nur noch eine verarmte Fauna mit *Psiloceras (Mojsvarites) planorboides* vorkommt, lassen sich drei Faunen charakterisieren, die aber eng miteinander verbunden sind und gleichsam eine genetische Steigerung bedeuten.

In der tiefen Trias herrschen neben paläozoischen Typen (*Orthoceras*, *Parapopanoceras*, *Hungarites*) leiostrake Ceratiten (*Prionolobus* = *Meeko-*

ceras, Aspidites, Celtites) und die später differenzierten Ptychitiden. Wenn die Ceratiten trachyostrak zu werden beginnen, dann bleibt in der Regel die Sutur auf einem niedrigen Entwicklungsstadium stehen (*Dinarites, Tirolites* u. a.).

In der mittleren Trias (anische und ladinische Stufe) kommt es zu rascher Entwicklung der trachyostrakten Ceratiten (*Ceratites, Meekoceras* etc., *Balatonites*), doch vermehren sich daneben auch die leiostrakten Ptychitiden, Arcestiden, Cyclobiden und finden sich in *Proavites, Leucanites, Nannites* noch altärmliche Formen mit goniatitischer Sutur.

In der oberen Trias (mit dem Raibler Niveau) herrschen die trachyostrakten Tropitiden (*Tropites, Trachyceras*) und die leiostrakten Arcestiden. Die Ceratitiden sterben in der norischen Stufe aus und bilden evolute Nebenformen. Die leiostrak bleibenden Cyclobiden, Cladisciten, Pinacoceratiten bleiben im allgemeinen in der karnischen Stufe zurück. *Lobites* beginnt trachyostrak zu werden und büßt hierbei sowohl die hohe Lobenbildung der Cyclobiden und die normale Aufrollungsform ein.

Die Gliederung der alpinen Trias. Zugrunde gelegt sind die 5 petrographischen Gruppen BITTNER's, die 2 kalkig-dolomitischen und die 3 kalkarmen, welche jene einschließen und trennen. Nur wird die untere Kalkgruppe aus faunistischen Gründen geteilt. So ist die allgemeinste Gliederung:

Obertrias:	{	VI. Rhätische Stufe (Kössener oder <i>Contorta</i> -Schichten, Dachsteinkalk).
		V. Norische Stufe (Hauptdolomit, Dachsteinkalk).
		IV. Karnische Stufe (<i>Cardita</i> -, Lunzer, Raibler Schichten).
Mitteltrias:	{	III. Ladinische Stufe (Buchensteiner, Wengener, Cassianer Schichten und Äquivalente).
		II. Anische Stufe (alpiner Muschelkalk im alten Sinne).
Untertrias:	{	I. Skythische Stufe (Werfener Schichten).

Eine ins einzelne ausgearbeitete Tabelle gibt eine Übersicht über die Gliederung und über fazielle Vertretung. Durch die Schraffierung der auf die Kalk- und Dolomitstufen fallenden Felder gewinnt die komplizierte Zusammenstellung sehr an Deutlichkeit.

Die stratigraphischen Stufen werden dann der Reihe nach durchgesprochen. Hier kann ein Referat nicht nachfolgen, ohne zur Wiederholung zu werden; nur einige Punkte seien bezeichnet.

Bei den Werfener Schichten werden die Gastropodenoolithe¹ den Campiler Schichten zugezählt. In der karnischen Hauptkette liegen diese transgredierend der alten Küste auf. Der petrographische Zusammenhang mit den Schichten im Liegenden wird betont. Sie beginnen häufig mit einem Basalkonglomerat (über Phylliten oder Grödener Sandstein) oder

¹ Die von BENECKE beschriebene *Pleurotomaria extracta* habe ich zu *Pseudomurchisonia* gestellt. Sie kommt mit den anderen Formen besonders gut am Mte. Zacon vor. Ref.

mit plattigen Kalken (über *Bellerophon*-Kalk, aus dem sie sich allmählich entwickeln). „Fast durchweg besteht die skythische Stufe aus Seichtwasserbildungen, die im Norden und Süden fast denselben Habitus aufweisen; nur im Osten der Südalpen liegen, ähnlich wie in Dalmatien, Absätze eines etwas tieferen Meeres vor, die sich durch Kalkbildungen und eine Cephalopodenfazies andeuten.“ [Bei der Erwähnung des Servino am Comer-See hätte vielleicht ein Blick auf den Buntsandstein Deutschlands geworfen werden können. Die vorkommenden Konglomerate sind den deutschen auffallend ähnlich. Im allgemeinen ist der Standpunkt, die germanische Trias aus dem Spiel zu lassen, sicher der richtige. Aber in diesem Falle konnte ein Vergleich der Werfener Schichten mit der germanischen „fossilen Wüste“ nützlich wirken, falls überhaupt den Anhängern der Wüstentheorie eine Diskussion noch nötig erscheint.]

Die anisische Stufe wird in drei größere Abschnitte zerlegt; im Ortler-Gebiet, in den Hohen Tanern und in den Ötztaler Alpen fällt die Stufe ganz aus und Hauptdolomit ruht direkt auf Werfener Schichten. Diese auffallende Lücke in der Entwicklung der Trias, auf die FRECH aufmerksam macht, bildet ein schwer zu nehmendes Hindernis für die Deckschollenhypothese, nach welcher die Trias im Norden der Zentralalpen ihre Wurzeln im Süden haben müßte.

In den südlichen Gebieten beginnt die anisische Stufe oft mit Konglomeraten (Gerölle aus den Werfener Schichten); der Rückzug des Meeres am Ende der Werfener Zeit, durch Salz- und Gipslager mancherorts angedeutet, wird durch einen erneuten Vorstoß abgelöst.

Die drei Stufen sind bei typischer Ausbildung:

1. Niveau des *Dadocrinus gracilis* (Südalpen) und Niveau der *Neritaria stanensis* oder Gutenstein-Reichenhaller Kalk (Nordalpen).
2. Recoaro-Kalke, Zone der *Rhynchonella decurtata*. (Zone des *Ceratites binodosus* früher. Der Name wird mit Recht durch einen anderen ersetzt, da der *C. binodosus* kein günstig gewähltes Leitfossil ist und ganz in den *C. trinodosus* übergeht. Die vom Verf. früher aus den Reiflinger Kalken als *C. binodosus* beschriebene Form wird in engster Fassung besser bei *C. trinodosus* einzustellen sein.)
3. *Trinodosus*-Schichten, Zone des *Ceratites trinodosus*, als Cephalopodenkalk, als Brachiopodenfazies (aber ohne *Rhynchonella decurtata*), als Crinoidenkalk, Spizzekalk oder Plattenkalk (Perledo-Varennä) entwickelt.

Die letzteren Plattenkalke setzen lokal schon über dem *Gracilis*-Niveau ein und umfassen z. T. auch noch ladinische Schichten [*Daonella Moussonii* ist aber jedenfalls noch anisisch. Ref.]. Im Gebiet von Raibl vertreten doleritische Tuffe einen ähnlich umgrenzten Komplex und reichen noch höher in die ladinische Stufe.

Der Mendoladolomit (bezw. -Kalk) der Südalpen, speziell des Schlern-gebiets, zwischen Basalkonglomerat und Donschichten und Schlerndolomit, ist eine Diploporenbildung [nicht überall. Ref.] dieser Zeit; auch die Nordalpen besitzen entsprechende anisische Dolomite.

Die Reiflinger Kalke sind charakteristisch für den Osten des nordalpinen anischen Meeres, soweit keine Entwicklung der Dolomitfazies statt hat. Fossilien kommen nur in eingeschalteten Linsen vor, die zwei Horizonten angehören (Recoaro- und *Trinodosus*-Kalk).

Die ladinische Stufe. In diese finden wir auch die Buchensteiner Schichten gestellt, die sonst vielfach mit den Perledokalken als oberster Muschelkalk aufgefaßt werden. Den mit *Ceratites nodosus* verwandten Arten, die sich als Seltenheit fanden, wird man allerdings keine Beweiskraft zuschreiben können, immerhin sind in Südtirol die Buchensteiner Schichten scharf von den Wengener geschieden, während diese eng mit den Cassianer zusammenhängen. In letztere ist auch ein großer Teil der Laven der Seiser Alp zu stellen, die früher als Wengener bezeichnet wurden, dagegen wären die Pachycardientuffe nach Ansicht des Ref. mit den Schlernplateau-Schichten der Raibler Stufe zuzurechnen.

Als südliche Kalkdolomitfazies der ladinischen Stufe werden besprochen der Esinokalk (Buchenstein bis St. Cassian inkl.), Marmolatakalk, Latemarkalk, Schlerndolomit. In den Nordalpen läßt sich die in den Südalpen gewonnene Gliederung der ladinischen Stufe nicht durchführen; die Fazies beschränken sich im Grunde auf vier: Reiflinger Knollenkalk, Partnach-Schichten, Wettersteinkalk (Dolomit) und Kombination der letzteren mit den Partnach-Schichten, wo dann der Wettersteinkalk das abschließende Glied bildet.

Die karnische Stufe umfaßt die Lunz-Raibler und die *Sub-bullatus*-Schichten samt ihren Äquivalenten; die Cassianer Schichten werden an die Wengener angeschlossen und als ladinisch behandelt. Die durch v. WÖHRMANN angeregte Abgliederung des unteren Teils der nordalpinen Raibler Schichten als obere St. Cassianer (bei ROTHPLETZ dann als Haller Schichten bezeichnet) wird abgelehnt. Die angeblichen Kalke vom Wettersteintypus in den sogen. Haller Schichten „sind eben kein Wettersteinkalk, sondern ein diesen ähnlich aussehendes Kalkniveau des Raibler-*Cardita*-Horizontes“. Eine genaue Wiedergabe der Profile von Raibl und des Val Brembana dient zur Charakterisierung der mergelig-kalkigen Entwicklung im Osteu und im Westen der Südalpen; der Versuch, in beiden Gebieten einige gemeinsame Züge aufzuspüren, gipfelt darin, daß die Rauchwacken und Gipse etc. des Val Brembana in die Zone des *Tropites sub-bullatus* gestellt werden. Die Schichten von Heiligkreuz mit *Ptychostoma santaecrucis* werden als untere Raibler aufgeführt, was auch wohl richtiger ist, als sie mit OGILVIE-GORDON dem oberen St. Cassian einzuverleiben.

In den Nordalpen ist der Komplex vertreten durch die Lunzer Schichten im Osten, die *Cardita*-Schichten im Westen. Die Abhängigkeit von der vindelicischen Küste hatte schon STUR hervorgehoben. „Die östliche Nordküste und der gauze Westen des Gebiets besitzt in der unteren Abteilung grobe und feinere Sandsteine mit Pflanzen, was auf ein seichtes Meer und Einflüsse des festen Landes hindeuten; dann schwächt das Meer an (oder der Meeresboden sank) und küstenfernere Sedimente (Kalke, Oolithe) treten auf; schließlich zieht sich im Westen wieder das Meer

zurück — es setzen sich Rauchwacken und Gipse ab —, während im Osten auch fernerhin die Kalke sich fortbilden.“ Für die Sandsteine der Lunzer und *Cardita*-Schichten (unter den Oolithen) treten südlich die Reingrabener Schichten mit *Halobia rugosa* ein.

Norische Stufe. Die uniforme Ausbildung von Dolomiten und Kalken, welche auch noch in die rhätische Stufe sich hinüberziehen kann, beruht auf einer Vertiefung des Meeres, mit der zugleich eine Transgression über die alpinen Küsten verbunden ist, so daß Hauptdolomit direkt auf kristalliner Grundlage auftreten kann. Zu einer allgemeinen Gliederung der enormen Kalkmassen können weder die für das Ganze (wenigstens im Süden) charakteristischen *Worthenia solitaria* und *Gervillia exilis*, noch die nur lokal in Linsen auftretenden Hallstätter Formen verwendet werden. FRECH's Versuch, mit Hilfe der Megalodontenarten ein System hineinzubringen, verdient daher alle Beachtung. Freilich kann erst eine längere Nachprüfung entscheiden, ob er stichhaltig ist. Die Leitform des Rhät, *Conchodus infraliassicus* oder *cor*, wird jetzt als *Lycodus* geführt; ich glaube aber, daß die Verwendung von *Lycodus* für einen Liasfisch (durch QUENSTEDT) älter ist, und daß es daher besser wäre, einen anderen Gattungsnamen zu wählen.

Rhätische Stufe. Es werden unterschieden:

A. Die Zone der Kössener Entwicklung, dem nördlichen Festlande vorgelagert, bestehend aus Mergeln und Schiefern mit geringen, im Hangenden auftretenden Kalkniveaus.

B. Die Zone der Dachsteinkalkentwicklung, der alpinen Küste vorgelagert und daher im Kalkhochgebirge zu finden, mit der Fortbildung der norischen Dachsteinkalkfazies auch im Rhät.

C. Die Übergangszone, zwischen A und B gelegen, zeigt ein Eingreifen der Mergelkalk- in die Dachsteinkalkentwicklung oder eine kalkige Variation jener in der Form der Starhemberger Schichten.

„Am Ende des Rhät scheint für große Distrikte einer Festlandsperiode begonnen zu haben, in der die oberrhätischen Sedimente weiter zerstört wurden, da wir untere oder auch höhere Lias in Taschen und Spalten der Dachsteinkalke eingelagert finden; in anderen Gebieten wieder scheint die rhätische Fazies des Dachsteinkalks oder des weißen Riffkalks (Sonnwendjoch) auch noch den Lias zu umfassen.“ [Auch in der Lombardei, z. B. bei Arzo, führt ein Teil des sogen. „Hauptdolomits“ Liasformen. Ref.]

An diesen stratigraphischen Teil schließt Verf. noch die Schilderung einiger besonders wichtiger Gebiete, vor allem von Hallstatt, die besonders auf der Darstellung KITTI's fußt, dann des Kärntner Gebiets, wo die Entwicklung der Sedimente sich enger an die nordalpine Ausbildungweise als an die südalpine anschließt. Die bekannte Aufbruchszone kristalliner Gesteine sind wohl zugleich die Reste eines Gebirgswalls (TELLER), welcher bis ins Rhät hinein das nordalpine vom südalpinen Triasmeer trennt; im mittleren Rhät erst stellen sich Brackwasserbildungen ein mit Formen, die wir nur aus den Südalpen kennen und die den nordalpinen jüngeren Rhätgliedern fehlen.

Kapitel V, die Trias der Zentralalpen und der Lombardei, stammt aus der Feder FRECH's.

„Eine der gesamten Zentralzone zwischen Splügen, Ober-Engadin und Hohen Tauern entsprechende Insel zur Zeit der ganzen Mitteltrias und der karnischen Stufe, ein etwas südlicher, parallel zu dem ersten gelegenes Inselgebirge der karnischen Zeit, das der karnischen Hauptkette und den Karawanken entsprach — das sind die Grundzüge der Geographie der Triasmeere des Ostens.

Im Westen bildete dagegen das gesamte zentrale Alpengebiet zur Triaszeit ein seichtes Meer, dessen größte Tiefe der inneralpinen Schieferzone entsprach; nur hier gelangten mitteltriadische Schichten — allerdings vielfach als lagunäre Gipsbildung — zum Absatz.“ Aus der lückenhaften Entwicklung der Trias in den Zentralalpen wird auf das prätriadische Alter der ersten Alpenfaltungen und besonders der granitischen Zentralmassive geschlossen, die verschiedene Fazies der Triassedimente im Norden und Süden wird zum schwerwiegenden Einwurf gegen die neuerdings immer bestimmter ausgesprochene Hypothese einer Überschiebung der östlichen Zentralalpen. Daß die Zentralalpen schon zur Zeit der mittleren Trias von Brüchen zerschnitten sind, geht aus Beobachtungen bei Gossensaß hervor, wo eine schmale Scholle eingebrochenen untertriadischen oder dyadischen Quarzitschiefers durch obertriadischen Hauptdolomit und Glimmerkalk verdeckt wurde. Über die Einzelheiten sei auf die *Lethaea* und die verschiedenen monographischen Publikationen FRECH's verwiesen.

Bei der Besprechung der lombardischen Trias stellen sich auch einige kleine Inkongruenzen mit den Angaben ARTHABER's ein. So wird der Horizont von Besano in die mittlere Trias gestellt; man hat aber dort zu unterscheiden zwischen tieferen, schwarzen Schiefern, welche ladinisch sein mögen, und den oberen, nicht gut mehr aufgeschlossenen Schiefern, welche durch ihren Gehalt an Gipskristallen auffallen, und nicht wohl als isopische Fortsetzung der Varennakalke nach oben bezeichnet werden können. Ich habe dort noch einige Fische gesammelt, auch die Mixosaurier in Mailand stammen aus jenem höheren Niveau. Die letzteren sind übrigens gänzlich verschieden von den Ichthyosauriern des süddeutschen Wellendolomits¹. Ich möchte für Raibler Alter der Besano-Schichten eintreten.

Bei Besprechung des Comer-Sees wird „der beinahe typische Buntsandstein“ hervorgehoben, der dem Elsässer Buntsandstein mit Voltzien entspreche, aber auch hier ist die Bedeutung jener Ausbildung für die Erklärung des germanischen Buntsandsteins übergegangen.

Die Trias der Karpathen samt deren Vor- und Hinterland (Kapitel VI) ist wieder von ARTHABER geschildert, und in einem VII. Kapitel zusammengefaßt, was wir von der Trias der Balkanhalbinsel, Bosniens, Dalmatiens und der griechischen Inseln wissen. Hier wäre vielleicht einzuschalten, daß die Bestimmung der Korallen und des *Heterastridium* von Kos in letzter Zeit modifiziert werden mußte, worüber PLIENINGER schon berichtet

¹ Aus Varennakalk sind m. W. Mixosaurier bisher nicht bekannt geworden.

hat. Kapitel VIII handelt von Sicilien, Süd- und Mittelitalien samt Ligurien, Elba, Corsica, Sardinien.

Alles in allem sind Verf. und Herausgeber zu diesem Bande zu beglückwünschen. Wer die alpine Trias kennt, weiß auch, daß selbst eine referierende Zusammenfassung eine dornenvolle Aufgabe ist, wenn auch die Wogen des Kampfes sich gegenwärtig geglättet haben. Daß die Darstellung sich mehrfach zum selbständigen Beitrag erhebt, das Nachschlagebuch zum Quellenbuch wird, halte ich für einen Vorzug; der Wert eines jeden Buchs wird dadurch erhöht. Man wird nur keine deskriptive Paläontologie in derartigen Werken wünschen, weil es absolut notwendig ist, die Überfülle des paläontologischen Materials in der üblichen Weise in rein paläontologischen Monographien oder in Zeitschriften zu konzentrieren.

Gute Abbildung vielgenannter, stratigraphisch oder chorographisch wichtiger Arten wird durch diese Einschränkung nicht tangiert. Besonders dankenswert ist die Reproduktion nach Originalen der Wiener Sammlungen; die Ausstattung der Lieferung ist eine glänzende. **E. Koken.**

E. Mariani: Su alcuni fossili del Trias medio dei dintorni di Porto Valtravaglia e sulla fauna della dolomia del Mte. San Salvatore presso Lugano. (Atti della Società Italiana di scienze naturali. Milano 1901. 40. 39—63.)

Zwischen dem Comer See und dem Lago Maggiore ist fossilführende mittlere Trias an mehreren Stellen entwickelt. Bei Besano liegen auf gelblichen oder schwarzen dolomitischen Kalken vom Alter des Muschelkalkes die bituminösen Tonschiefer mit den berühmten Fisch- und Reptilresten. Sie gehören der ladinischen Stufe an.

Eine zweite fossilreiche Lokalität befindet sich am Monte San Salvatore bei Lugano. Die Fauna der hellen Dolomite dieses Berges umfaßt 51 Arten, darunter 2 Diploporen, 1 Koralle (*Thecosmilia*), 1 *Encrinus*, 5 Brachiopoden, 24 Lamellibranchiaten, 13 Gastropoden und 5 Ammoniten. Die meisten derselben sind bereits von STOPPANI und STABILE (Verh. Schweizer Ges. Naturwiss. St. Gallen 1854) beschrieben worden. 2 Formen: *Pecten Meriani* STAB. und *Celtites* (?) *Fumagallii* STAB. werden im Text neu abgebildet, die übrigen Arten nur kurz besprochen. Die Fauna enthält Elemente der *Trinodosus*-Zone des Muschelkalkes und der ladinischen Stufe. Die Mehrzahl der Arten des Diploporendolomits vom Monte San Salvatore ist mit solchen der Faunen des Esinokalkes (26) und des Marmolatakalkes (22) identisch.

Auch die Lokalität Cascina Rasa hat Diploporen, Bivalven und Gastropoden des Esinokalkes zusammen mit 2 Cephalopodenarten der *Trinodosus*-Zone: *Pleuronaiulus distinctus* Mojs. und *Ceratites brembanus* Mojs. geliefert. In diesem ganzen Gebiet zwischen Lago di Como und Lago Maggiore ist die mittlere Trias mit Einschluß der ladinischen Stufe nur in kalkig-dolomitischer Ausbildung entwickelt, während die in der

mittleren und östlichen Lombardei verbreitete Tuffsandsteinfazies der Wengener Schichten gänzlich fehlt.

Auch am Lago Maggiore sind bei Porto Valtravaglia fossilführende Kalke der ladinischen Stufe bekannt geworden. Die Fauna dieser Lokalität umfaßt 10 Arten, die vom Verf. kurz beschrieben werden. Es sind durchwegs bekannte Spezies der Faunen von Esino oder des Marmolatakalkes.

Diener.

M. Gortani: Nuovi fossili raibliani della Carnia. (Rivista Ital. di Palaeontologia. Bologna 1902. 8. 76—94. Taf. VIII, IX.)

Am Rio Marcellin in der Umgebung von Sezza (Distrikt Tolmezzo) hat Verf. einen sehr fossilreichen Fundort von Versteinerungen der Raibler Schichten ausgebeutet. Die Fauna enthält 47 Formen, unter denen 42 eine spezifische Bestimmung zulassen. Als neu beschrieben werden die folgenden: *Trochus Faccii* (verwandt mit *T. vixcarinatus* MSTR.), *Loxonema densicostatum*, *Katosira Paronai*, *Promathildia setina*, *Avicula recta*, *A. Marinellii*, *Pecten Vinassai*, *P. setinus*, *Lima Tommasii*, *Gervillia Capellinii*, *G. Taramellii*, *Pleuromya carnica*, *P. setina*. Die ganze Fauna zeigt relativ wenig enge Beziehungen zu den Raibler Faunen anderer Lokalitäten in der Carnia und in Südtirol, dagegen näherte zu jener der lombardischen Raibler Schichten und noch näherte zu jener der Schichten von St. Cassian, denen allerdings einige bezeichnende Leitfossilien der Raibler Schichten von Sezza, wie *Myophoria Kefersteini*, *Alectryonia Montis Caprilis* fehlen. Dennoch kehrt fast die Hälfte der Arten von Sezza in den Cassianer Schichten wieder, so daß die Fauna von Sezza vielleicht als ein wenig älter als die eigentliche Raibler Fauna angesehen werden darf.

Auffallend ist der faunistische Unterschied zwischen den schwarzen Schiefern und den Kalken, aus welchen die Raibler Schichten bei Sezza bestehen. *Pleuromya carnica*, *P. setina* und *Myophoria Woehrmanni* sind Leitfossilien der Schieferfazies, die den Kalken fehlen, während *Pecten filosus* auf die letzteren beschränkt ist.

Diener.

Juraformation.

W. Kilian: Note sur le Jurassique moyen dans les Alpes françaises. (Compt. rend. de l'Assoc. Franç. pour l'avanc. des Sciences. Congrès d'Angers 1903. 603—608.)

Dogger ist in den französischen Alpen weit verbreitet und erreicht an gewissen Stellen bis 400 m Mächtigkeit. Man kann in dem Gebiet, das ostsüdöstlich der Linie Thonon—Annecy—Chambéry—Grenoble liegt, mehrere verschiedene Faziestypen unterscheiden. Diese sind:

a) Eine Schlammfazies mit *Cancellophycus*, *Posidonomyen* und einer Ammonitenfauna, in der *Lytoceras* und *Phylloceras* mit zahlreichen Arten Zentraleuropas vergesellschaftet sind. Das schieferig-mergelige

Aalénien bildet einen ständigen Horizont an der Basis. Im Drac-Becken, Gapençais und in der Umgebung von Digne lassen sich die *Murchisonae*-, *concavus*-, *Sauzei*-, *Romani*- und *subfurcatus*-Zone unterscheiden, und dieselben scheinen auch in dem Gebiet zwischen der Belledonne—Aiguilles rouges-Kette, dem Pelvoux und der Zone des Briançonnais vorhanden zu sein. Es ist die Dauphinéer Fazies, um die es sich hier handelt (schwarzliche Mergelkalke und Mergel), und die sich von den Seetalpen bis zu den Berner Alpen verfolgen läßt, die aber in der Schweiz in den Voralpen und Klippen auftritt. Die Häufigkeit der *Posidonomya alpina* und gewisse Ammoniteu erinnern an die Klaus-, Vilser- und Bretonico-Schichten der Ostalpen, doch fehlen die in diesen so reichlich vorhandenen Brachiopoden.

b) Eine gemischte (Übergangs-)Fazies, bei der sich in die dunklen Mergel Echinodermenbreccien einschieben. Sie findet sich am Außenrande der inneralpinen Region und bildet den Übergang zu der gegen Westen folgenden rein jurassischen Ausbildung.

c) Eine neritische Fazies bildet östlich des Verbreitungsgebietes der Schlammfazies, zwischen diesem und der Region der „Schistes lustrés“, eine Reihe sporadischer Vorkommen in der Zone des Briançonnais. In dieser Fazies herrschen Trümmerkalke mit Muscheln, Brachiopoden und Echinodermenbreccien vor. Der Typus läßt sich mit dem des mittleren Jura am Nordrand des Aarmassivs vergleichen. Der letztere ist allerdings vielseitiger ausgebildet.

In einem Teil des Briançonnais scheint der Dogger nicht zum Absatz gelangt zu sein, so daß eine stratigraphische Lücke zwischen Lias und Tithon anzunehmen ist.

d) Die provençalische Fazies ist durch das Auftreten von Dolomiten und einer neritischen Fauna von Echinodermen, Brachiopoden und Pelecypoden charakterisiert. Sie entwickelt sich allmählich zwischen Gréoux, Castellane und le Var und setzt sich in den Seetalpen bis in die Gegend von Grasse fort.

e) Im Osten entspricht wahrscheinlich ein Teil der Schistes lustrés dem Dogger; doch läßt sich mangels Fossilien darüber nichts Gewisses sagen.

Es liegt in dem Gebiet der bathyalen Schlammfazies eine Region vor, die zur mittleren Jurazeit beträchtliche Tiefe besaß. Es ist dies die westlich der Zone des Briançonnais liegende subalpine Geosynklinale HAUG's. Gegen N. und NW. ändert sich der Charakter der Sedimente. Sie werden oolithisch und schließen neritische Faunen ein. Ein Teil des heutigen Briançonnais scheint im Dogger über dem Meeresspiegel gelegen zu haben. Hier ist die Grenze zwischen der subalpinen und der piemontesischen Geosynklinale, zwischen der Schlamm- und der Schistes lustrés-Fazies.

Otto Wilckens.

J. H. L. Vogt: Om Andöens Jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken under juratiden og den senere høevning samt gravforkastning. (Norges geolog. undersøgelses aarbog for 1905. No. 5.)

Die Ablagerungen des so interessanten Juravorkommens auf Andö lassen sich nach den Ergebnissen der, der Kohlenflöze wegen ausgeführten Tiefbohrungen in drei Abteilungen gliedern:

Zu unterst befindet sich eine ca. 60 m mächtige Abteilung von oft grobkörnigen Sandsteinen mit Kohlenlagern, bituminösen Schiefern und feuerfestem Ton. Die Pflanzenversteinerungen dieser Abteilung bestimmte HEER als mitteljurassisch.

Darüber eine mindestens 325 m mächtige Folge von Sandsteinen; im unteren Teile erscheint *Gryphaea dilatata*, im oberen *Aucella Keyserlingi*, dieser wurde vom Lundgren zur oberen Wolgastufe, jener zum Oxford gestellt.

Zu oberst liegt Tonschiefer, mindestens 125 m mächtig, mit spärlichem Sandstein und Toneisensteinmieren. In dieser Ablagerung ist bis jetzt nur ein Pecten gefunden, sie muß entweder zum obersten Jura oder zur Unterkreide gehören.

Die Kohlenflöze führen braune Cannelkohle mit ca. 8% Wasserstoff. Die mit dieser Kohle vorkommenden Brandschiefer zeichnen sich ebenfalls durch hohen Wasserstoffgehalt aus und unterscheiden sich eigentlich nur durch ihren hohen Aschengehalt (55—75 %) von den Cannelkohlen. Die Kohlen eines tieferen Niveaus (α) sind ziemlich schwarze, aschenreiche Gaskohlen. Die unterste Abteilung wurde aus ganz seichtem Wasser nahe der Küste abgesetzt, in einem Becken mit kleinen Inseln oder Scheren, denn man findet die allerältesten Lager am alten Untergrund der ganzen Formation in kleinen Vertiefungen zwischen Hügeln des granitischen Untergrundes. [Ähnlich sind die Lagerungsverhältnisse des tiefsten Flözes im mittelböhmischen Carbon.] Der Abstand des höheren Flözes (β) wechselt im südlichen Teile des Jurafeldes zwischen 6 und 40 m. Die Hauptbestandteile der Cannelkohle bilden nach RENAULT Sporen und Sporangien und Wedelreste von Farren und Pollen von Gymnospermen. Diese leicht beweglichen Teile wurden durch fließendes Wasser ruhigeren Stellen zugeführt und hier angehäuft. Diese Deutung RENAULT's der Entstehung der Cannelkohle stimmt mit den geologischen Beobachtungen auf Andö sehr gut überein.

Während der Ablagerung der mittleren, mindestens 325 m mächtigen Sandsteinablagerung sank der Untergrund fortwährend oder die Transgression nahm zu. Noch tiefer war der Untergrund während der Ablagerung der oberen, aus Tonschiefer bestehenden Abteilung. Wurde diese letztere aus mindestens 100 m tiefem Meere abgesetzt, so betrug die Landsenkung auf Andö, der zweiten Hälfte des Jura, mindestens etwa 650 m; wahrscheinlich handelt es sich um eine Landsenkung von 1 km oder darüber. Im nördlichen Teile des Jurafeldes ruht die Tonschieferabteilung unmittelbar auf Granit. Bei Beginn der Ablagerung ragte hier ein ca. 400 m hoher Berg, der jurassische Skarsten-Berg, auf. Das nördliche Norwegen war daher in der Jurazeit nicht zu einer Fastebene abradiert.

Das Andö-Jurafeld liegt in einer Grabenverseukung und ist von vielen, hauptsächlich nordsüdlichen Verwerfungen durchsetzt, deren Ge-

samtsprunghöhe mindestens 600 m beträgt. In nordsüdlicher Richtung bildet es eine flache Mulde, was auf eine Flexureinsenkung deuten dürfte; es ist nicht gefaltet. Die postjurassische Abrasion betrug sicher mehr als 600 m, vielleicht gar viel mehr als 600 m. Die Abrasion hat oberhalb der Meeresfläche stattgefunden, seit der Ablagerung des Jura trat eine Landhebung ein im Betrage von mindestens 650 m. Da das Studium der namentlich von F. NANSEN erforschten kontinentalen Plattform längs der norwegischen Küste ergeben hat, daß das nördliche Norwegen während der Abrasion der Plattform mindestens 300 m höher lag als jetzt, so betrug die Landhebung mindestens 1 km.

Die jurassische Transgression oder Landsenkung auf Andö mag mit den ungefähr gleichalterigen, obwohl von Oszillationen begleiteten Transgressionen in Schonen mit Bornholm und Skagerrak, wo unterhalb des Meeres Braun-Jura und ältere Kreide auftreten, ferner in Russland, auf Franz Josefs-Land, König Karls-Land und Spitzbergen in Verbindung gesetzt werden. Ziemlich sicher umspannte diese Transgression ganz Norwegen. Die Landhebung auf Andö und die großen Verwerfungen dürften vielleicht der Periode der großen Basaltausbrüche auf Franz Josefs-Land und König Karls-Land entsprechen. In Schonen und Bornholm fand eine Hebung zwischen Lias und Senon statt, und es läßt sich auf Grundlage der im Skagerrak nachgewiesenen Jura- und Kreideablagerungen vermuten, daß die großen Störungen in Schonen und Bornholm ungefähr an der Grenze zwischen Jura und Kreide eintraten. Dasselbe gilt wahrscheinlich für Andö, sicher beweisen läßt es sich aber nicht, und man könnte auch an die zahlreichen, auch in Schonen, Bornholm und auf Spitzbergen nachgewiesenen Erdkrustenbewegungen zwischen Kreide und Tertiär oder im Tertiär denken.

Trotz der vielen, z. T. bedeutenden, nacheinander folgenden Senkungen und Hebungen liegt die Oberfläche des Festlandes auf Andö jetzt ziemlich genau in derselben Höhe oberhalb des Meeres wie in der Mitte der Jura-zeit. Dies bestätigt — und so schließt Verf. seine fesselnden Ausführungen — den Schluß NANSEN's, „that, after each disturbance in the relation between Land and sea, the earth's crust has a remarkably strong tendency to return to a certain position of perfect equilibrium“.

V. Uhlig.

Kreideformation.

J. SITZENBERGER: Couches fossilifères entamées par le chemin de fer du Bregenzerwald. (Eclog. geol. Helv. 8. 1904. 221—222.)

Die Bahn, die am rechten Ufer der Bregenzer Aach von Bregenz nach Betzau führt, läuft zunächst durch die Molasse, deren Schichten sich mit etwa 30° gegen die Alpen erheben. Es folgt die äußere Flyschzone bei Egg und Andelsbuch. Die erste Kreidefalte bildet die Winterstaude.

Südlich der Endstation Betzau findet sich unterhalb der Kirche von Reute ein Aufschluß an einem bewaldeten Hügel, an dem sich oben ein dunkelgrüner, fester Sandstein mit *Rhynchonella Gibbsi* Sow. und *Belemnites canaliculatus* BLAINV. (Gault), darunter hellgrauer Kalk mit *Neithea Deshayesi* und einer großen *Caprotina* (oberes Urgon) zeigen. Derselbe Sandstein tritt auch weiter abwärts an der letzten Eisenbahnbrücke auf, wo Verf. *Inoceramus sulcatus*, *concentricus*, *Salomonis*, *Coquandi* etc. sammelte. Bei dem an der Bregenzer Aach weiter aufwärts liegenden Dorfe Au fand Verf. an den Abhängen der Canisfluh *Terebratula diphya*, *Rhynchonella Malbosi*, *Parkinsonia Euthymei*, *Lytoceras* cf. *subfimbriatum*, *Belemnites pistilliformis* BLAINV. u. a.

Otto Wilckens.

M. Remes: *Rhynchonella peregrina* bei Freiberg in Mähren. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 223—225.)

Bei der Drainage eines Ackers südöstlich von Freiberg wurde ein Block mit zahlreichen Exemplaren von *Rhynchonella peregrina* gefunden. Dieselben entsprechen genau dem Typus des genannten Brachiopoden, der für das Mittelneocom bezeichnend ist, und sehen der Erhaltung nach den Exemplaren aus Siebenbürgen, welche von Herbich bei Vergyes und Zajzon bei Kronstadt gefunden wurden, ungemein ähnlich. In Österreich war diese *Rhynchonella* bisher nur aus den Grodischter Schichten Mährens bekannt, wo sie sich jedoch von dem Typus durch das stärkere Hervortreten einzelner Rippen unterscheidet. Der Block stak in gelbem Lehm, und läßt dieser Fund daher zwei Möglichkeiten offen: entweder sind in der Tiefe — unter Friedecker und eocänen Schichten (?) — Grodischter Schichten vorhanden, oder, was wahrscheinlicher ist, handelt es sich hier um einen „exotischen Block“ im Sinne von HOHENEGGER.

L. Waagen.

L. de Launay: La formation charbonneuse supracrétacée des Balkans. Annexe I. H. DOUVILLÉ: Sur quelques fossiles de la région à charbon des Balkans. Annexe II. R. ZEILLER: Sur quelques empreintes végétales de la formation charbonneuse supracrétacée des Balkans. (Ann. d. min. (2.) 7. 1905. 271—349. 1 geol. Karte, 1 Fossiliendoppeltafel.)

Gestützt auf seine Untersuchung der aneinanderstoßenden Kohlenfelder Bodoshti, Botef, Prinz Boris, Lef und Borouchtitzia, gibt Verf. eine Darstellung des Balkans zwischen Trewna und Sliwno, der er hierbei eine von Dr. WANKOFF entworfene geologische Karte zugrunde legt. In diesem Gebiete hat unter mehrfachen Wiederholungen seit dem Carbon bis zum Ende des Tertiärs an Stelle des heutigen zentralen Balkan eine Geosynklinale bestanden, in der sandige und schiefrige Sedimente mit ähnlichen Pflanzenanhäufungen zur Ablagerung gelangten. In Seen oder langen brackischen Lagunen niedergeschlagen, haben sie Anlaß zur Bildung der Anthracite carbonischen Alters im Iskertale, der senonen Kohlen in dem eingangs

erwähnten Grubengebiete, der Vegetabilien in den in Flyschfazies ausgebildeten obercretaceisch-eocänen Sandsteinen und endlich der neogenen Lignite gegeben. Während der Trias, dem Lias, Tithon und Cenoman drang lokal das Meer hier ein, doch war das Gebiet auch während längerer Zeiten anscheinend trocken gelegt. Vor und nach der Ablagerung des Flysches und vor dem Neogen hat eine erste Aufrichtung zwischen der russischen Tafel im Norden und dem Rhodope-Gebirge im Süden stattgefunden; sämtliche Schichten sind nach Norden überkippt. Längsstörungen haben bewirkt, daß die neogenen Lignite sich in einer Reihe von heute völlig getrennten Becken finden; die Gebirgsbewegungen waren von zahlreichen Eruptivausbrüchen von den senonen Andesiten an bis zu den post-neogenen Basalten begleitet. Orogaphisch weist Verf. noch darauf hin, daß die Wasserscheide mehrere Kilometer nördlich der orographischen Kammlinie liegt.

Das kohlenführende Senon wird aus Sandsteinen und Schiefern mit einigen Puddingbänken, seltener Mergel- oder Kalkbänken gebildet; eingelagert sind diesem Schichtenpaket lokal Linsen von guter fetter Kohle. Bei Bela tritt sie an der Basis in einem Bündel mehrerer dünnen und unzusammenhängenden Schichten, nach oben hin in dickeren, aber kurzen und unregelmäßig verteilten Linsen auf. Ungefähr an der Basis des Senon finden sich Bänke mit Brackwasserfossilien wie *Cyrena solitaria* ZITT., *Mytilus* sp., *Pyrgulifera Pichleri* HÖRNES, *Terebralia* cf. *Prosperi* d'ORB. und über ihnen Kalkbänke mit *Exogyra Overwegi* BUCH, *Ostrea* sp., *Corbula angustata* Sow. und *Gervillia* sp. Diese letzteren korrespondieren mit denen, aus welchen *TOULA Hippurites Lapeirousi* (= *bulgaricus*) angegeben hat. Demnach ist hier das gesamte Senon vertreten. Im großen ganzen hat diese Ablagerung vielfache Ähnlichkeit mit dem Flysch, von dem sie sich allein schon durch das Vorkommen der Puddingbänke unterscheidet. Mitten in dieser Ablagerung treten an mehreren Stellen Kalke von cenomanem Alter mit *Radiolites* ex aff. *R. cantabrici*, *Caprina* sp., *Toucasia* sp. und *Orbitolina conica* d'ARCH. auf, die infolge von Störungen hin ihre Lage erhalten haben.

Die Pflanzen sind von ZEILLER beschrieben und zum Teil abgebildet. Es sind dies außer den unbestimmbaren: *Asplenium Foersteri* DEB. et ETT., *Gleichenia Zippei* CORDA sp., *Gl. cf. gracilis* HEER, *Pecopteris* cf. *Haidingeri* DEB. et ETT. sp., *Cunninghamites elegans* CORDA sp., *Dammarites Bayeri* n. sp. und *Protophyllum Launayi* n. sp. Joh. Böhm.

Tertiärformation.

C. Gagel: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocän am Morsumkliff auf Sylt. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. für 1905. 26. 2. 246.)

Zunächst wird bemerkt, daß Verf. seine Beobachtungen und Photographien am 13.—15. Juli d. J. in Gegenwart von Dr. JOH. PETERSEN

gemacht hat, durch den STOLLEY im August Kenntnis von beiden erhielt und dann seine bezügliche Notiz im Centralbl. f. Min. etc. am 1. Oktober veröffentlichte, während der Druck des vorliegenden Aufsatzes durch die Herstellung der Tafeln bis jetzt verzögert wurde.

Nach Erörterung der früheren Angaben von SEMPER und L. MEYN, der eine Mächtigkeit der Miocängesteine vom Morsumkliff von 1223 m berechnete, wird ausgeführt, daß hier ein Schuppenprofil vorliegt, indem mindestens einmal im Osten der oberste Glimmerton auf die jüngere Sandgruppe aufgeschoben ist, während der liegendste Glimmerton zu stark gefalteten Sätteln und Mulden zusammengeschoben ist und durch eine 200 m lange Lücke von jenem getrennt wird.

Die Störungen werden dann eingehend geschildert und auf 3 Lichtdrucktafeln und in einem Profil dargestellt. von Koenen.

C. Gagel: Briefliche Mitteilung betr. die Lagerungsverhältnisse des Miocän am Morsumkliff auf Sylt. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **26**. 2. 270.)

Es wird hervorgehoben, daß schon FORCHHAMMER 1847 erkannt hatte, daß die Schichten vom Morsumkliff infolge von Störungen eine scheinbar so große Mächtigkeit hätten. L. MEYN scheint dies übersehen zu haben.

von Koenen.

A. Metzmacher: Miocäner Glimmerton von Wendisch-Wehningen bei Dömitz. (Mecklenburger Archiv. **60**. 33. 1906.)

Ein Bohrloch ergab unter 5,5 m grauem, tonigem Sand zunächst 2 m hellen und dann bis zu 12 m Tiefe dunklen Ton, in welchem außer Foraminiferen einige Mollusken, wie *Dentalium badense*, *Astarte vetula* und *Spirialis Koeneni* gefunden wurden. von Koenen.

Lübstorf: Mitteloligocäner Septarienton auf dem Gute Tessenow bei Parchim. (Mecklenburger Archiv. **59**. 211. 1905.)

Auf Grund einer Bohrung wurde zur Gewinnung von Mergel ein Schacht abgeteuft durch 0,30 m Dammerde, 6 m Geschiebelehm, 0,7 m dunklen Glimmerton, 28 m fetten, dunklen Ton mit „Leitmuscheln“ des Mitteloligocän (von denen 14 Arten aufgezählt werden), und 45 m feinen und gröberen Sand wechselnd bis zu 80 m Tiefe, wo Wasser durchbrach. Der Ton hat dort größere Verbreitung, und ober- und unter-? oligocäne Gerölle sind nicht selten, während bei Parchim auch Miocän auftritt.

von Koenen.

A. Wollemann: Einige Bemerkungen über die Fauna des Lüneburger Miocäns. (Monatsber. I d. deutsch. geol. Gesellsch. 1906. 19.)

Von verschiedenen Fundorten aus der nächsten Nähe von Lüneburg liegen Fossilien in der Sammlung des naturwissenschaftlichen Vereins zu Lüneburg, welche bisher noch nicht von Lüneburg angeführt worden sind und nun angeführt werden. Die Namen bedürfen aber wohl z. T. noch einer Revision [Ref.], so besonders *Pecten bellicostatus* WAAD. Neu benannt wird *Astarte Glenei*, eine nach der Text-Abbildung am Wirbel stark abgenutzte linke Klappe.

von Koenen.

Maurice Leriche: Sur le synchronisme des assises éocènes dans le Bassin anglo-franco-belge. (Bull. soc. géol. de France. Compt. rend. Séances. 4. Dez. 1905. 178.)

Es wird eine von der englischen und belgischen Einteilung ausgehende Parallelisierung gegeben, welche, abgesehen von den gewählten Bezeichnungen, von HAUG etc. als zutreffend bezeichnet wird; der Name Anversien ist weit früher gegeben, als Ledien.

England	Belgien	Pariser Becken
Barton-Ton mit <i>Numm. Prestwichi</i>	{ Asschien Wemmelien	{ Sande von Marines und Cresne
Bracklesham beds	{ Obere, mit <i>Numm. variolarius</i> Untere, unten mit <i>Numm. laevigatus</i>	{ echte Sande von Beauchamp Calcaire grossier
Lower Bagshot beds	Panisélien	Grès de Bellen
London Clay	Yprésien	Sables de Cuise.

G. DOLLFUS (Ibid. 197. 18. Dez. 1905) bemerkt dazu, daß er fast genau dieselbe Gliederung im Bull. soc. géol. am 23. August 1889 gegeben hätte, davon aber zurückgekommen wäre, weil ein sicherer Beweis dafür fehlte; es fehlt eine Liste der Fossilien von Lède, die Fauna des Asschien ist unbeschrieben, die Stratigraphie und Paläontologie der Sande von Monceaux ist nicht veröffentlicht.

Die Schicht mit *Numm. variolarius* findet sich weder bei Rueil, noch bei Barton selbst, sondern auf der Insel Wight nahe über den Bracklesham-Schichten, und ist den Schichten von Anvers und Lède zu vergleichen, so daß im Obereocän Anversien und Marinesien zu unterscheiden ist.

von Koenen.

Jean Boussac: Sur le parallélisme des conches éocènes supérieures de Biarritz et du Vicentin. (Compt. rend. Acad. Sc. 141. 740. Nov. 1905.)

In den Colli Berici liegt über 1. dem Kalksandstein mit *Nummulites gizehensis*- und *N. biarritzensis*-Schichten von Gourèpe, 2. dichter Kalk mit *N. contortus-striatus* etc.-Schichten der Schlucht von Mouriscot bei Biarritz, 3. mächtige Mergelkalke mit *N. contortus-striatus*, *Orthophragmina sella*, *O. Pratti*, *O. radians* etc., die Priabona-Schichten = Lady Bruce-Horizont, Basis der Côte des Basques. Weiter wird das Profil von Priabona im Vergleich mit den Schichten von Biarritz besprochen. von Koenen.

P. Martz: L'Oligocène du Puech d'Alzon, près de Borouls (Aveyron). (Bull. soc. géol. de France (4.) 5. 5. 560. 1905.)

Auf dem Blatte Figeac der geologischen Karte ist der Basalt des Puech d'Alzon direkt über dem Lias liegend angegeben, während auf der Ostseite darunter noch Kalke des Oberen Stampien mit *Lymnea pyramidalis*, *L. cadurcensis*, *L. sublongiscata* etc. und dann kieselige und eisen-schüssige Konglomerate folgen. Der Kalk von Aurillac und Figeac hat also größere Verbreitung.

von Koenen.

K. Seninski: Neogenablagerungen im Distrikt Suchum des südwestlichen Kaukasus. (Schrift. d. naturforsch. Gesellsch. bei d. Univers. Jurjeff (Dorpat). 16. 1905. 73 p. russ. Text u. 4 p. deutsch. Auszug. Mit 2 photot. Taf.)

Sehr interessante Neogenablagerungen im südöstlichen Abchasien waren schon teilweise dank den Untersuchungen von WEBER und MIKHAILOVSKY bekannt. In Bassins der Flüsse Galisgo und Mokui sind folgende Neogenablagerungen entwickelt: 1. obere Schichten der zweiten Mittelmeanstufe (Äquivalente des Tschokrakkalkes von Kertsch) mit *Trochus tschokrakensis*, *Nassa restitutiana* etc.; 2. mäotische Schichten, deren faunistischer Inhalt den mäotischen Schichten von Kertsch sehr ähnlich ist (*Congeria novorossica*, *C. navicula*, *Cardium Mitridatis* etc.); 3. *Valenciennesia*-Schichten mit *Cardium Abichi* und Faluns mit *Congeria subrhomboidea* und 4. die Eisenerzschichten von Pakueschi und die Mokui-Schichten — Äquivalente der Eisenerzschichten von Kertsch und Taman. Diese Schichten haben besonderes Interesse, da sie gleichzeitig eine ganze Reihe Formen aus Eisenerzschichten von Kertsch und Taman und aus unteren Paludenschichten Österreich-Ungarns und auch aus Congerienschichten von Verfurile und Vilcanesti (Rumänien) enthalten. Außerdem findet man in diesen Schichten einige Arten von *Vivipara*, *Melania* und *Melanopsis*, die den Formen der Süßwasserbecken von China und der Inseln des Pazifischen Ozeans ähnlich sind. Aus den Eisenerzschichten von Pakueschi und den Mokui-Schichten sind folgende neue Arten beschrieben und gezeichnet: *Limnocardium moquicum*, *Prosodacna longiuscula*, *Didacna verrucosicostata*, *Congeria caucasica*, *C. abchasica*, *C. mirabilis*, *Dreissensia Weberi*, *D. abchasica*, *D. areata*(?), *D. obliqua*, *D. semilunaris*, *Suchumica* (n. g.) *gracilis*, *S. multicostata*, *Vivipara mandarinica*, *Melania Andrusovi*,

M. abchasica, *M. picta*, *Melanopsis graciosa*, *M. spinigera*, *M. nobilis*,
M. acuminata, *Neritina petasata*; *N. unguiculata*.

Die neue Gattung *Suchumica* war früher (1902) von MIKHAILOVSKY
Galisia genannt. *Suchumica multicostata* ist mit *Galisia Weberi*
 MIKHAILOVSKY identisch.

N. Sokolow.

J. PARK: On the marine tertiaries of Otago and Canterbury, with special reference to the relations existing between the Pareora and Oamaru series. (Trans. New Zealand Inst. 37. 1904. 489—551. 1 Taf.)

Die tertiäre Schichtenfolge von Otago und Canterbury war bislang wenig sichergestellt. Namentlich machte die Einreihung der Pareora-Schichten Schwierigkeiten. Verf. hat alle typischen Profile in Nord-Otago und Canterbury aufgesucht, um dies Problem zu lösen. Bei der Bestimmung der Fossilien hat er sich der Beihilfe HUTTON's erfreut.

Der Name Pareora-Schichten ist 1864 von JULIUS V. HAAST eingeführt worden (nach dem Pareora-Fluß in Süd-Canterbury). Nach HUTTON liegen alle Schichten mit charakteristischer Pareora-Fauna über dem Oamaru-stone (oft diskordant) und sind untermiocän. Dagegen nahm die Geological Survey an, daß die Pareora- (s. s.) und Awamoia-Schichten untermiocän wären und diskordant über dem Oamaru-stone lägen, während dagegen die Kakahu-, Waihao Forks-, Black Point- und Hampden-Schichten, die alle auch eine Pareora-Fauna bergen, konkordant unter dem Oamaru-stone liegen sollten.

Die Resultate, zu denen Verf. auf Grund seiner Untersuchungen kommt, sind folgende:

Zunächst gibt es in der Oamaru-series zwei Kalksteine, die durch die „Hutchinson Quarry-Schichten“ getrennt sind. Der obere, ein gelblich-brauner, kalkiger Sandstein mit *Meoma Crawfordi* HUTTON, *Cirsotrema Browni* ZITT. und *Pseudamussium Huttoni* PARK ist das Endglied dieser Schichtenreihe in Otago, Canterbury und auf der Nord-Insel. Der untere Kalkstein ist der bekannte Oamaru-Baustein, der im Oamaru-Distrikt typisch entwickelt ist, im Treliassic-Becken und Waipara-Distrikt auch durch Kalkstein vertreten wird, dagegen im südlichen Otago, im Waitaki-Tal u. a. o. fehlt. Im Oamaru-Distrikt nimmt seine Mächtigkeit gegen Westen ab. Dieser untere Kalkstein muß „Oamaru-Stein“ genannt werden, für den oberen schlägt Verf. den Namen „Waitaki-Stein“ vor. HUTTON und die Geological Survey haben immer beide Kalksteine Oamaru- oder Ototara-Stein genannt. MC KAY kannte zwar die beiden verschiedenen Kalkhorizonte, betrachtete aber den Oamaru-Baustein als das Endglied der Oamaru-series und die darüber folgenden Hutchinson Quarry-Schichten und den Waitaki-Stein als Glieder einer höheren Stufe.

Die Awamoia- und Hutchinson Quarry-Schichten (die letzteren sind nach einem Steinbruch in der Nähe der Stadt Oamaru benannt) gehören einer Stufe an und liegen zwischen dem Waitaki- und Oamaru-Stein.

Die Hampden-, Awamoa-, Waihao Forks-, Pareora- und Kakahu-Schichten gehören zur Oamaru-Stufe; dagegen liegen die Motanau-Schichten diskordant über dieser letzteren und sind nicht, wie die Geological Survey angenommen hatte, ein Äquivalent der Pareora-Schichten. Sie gehören vielmehr mit den Awatere-beds zu der Te Aute-series (älteres Pliocän).

Die Pareora-Fauna kommt nur in solchen Schichten vor, die unter dem Waitaki-Stein liegen, nirgends in Otago und Canterbury aber in solchen, die über der Oamaru-series folgen.

Am Weka Paß liegt die Oamaru-Stufe diskordant auf dem Weka Paß-Stein. Dieser ruht konkordant auf dem Amuri-Kalkstein und bildet in Canterbury das Endglied der Waipara-Stufe (obere Kreide).

Endlich ist zu bemerken, daß die Hutchinson Quarry-, Mount Donald-, Kakanui River- und Mount Brown-Schichten alle demselben Horizont angehören. Verf. wählt als Namen für denselben: „Mount Brown beds“.

Es ergibt sich folgende Schichtenfolge:

Älteres Pliocän	Te Aute-Stufe.	Motanau-Schichten.
Miocän	Oamaru-Stufe	6. Waitaki-Stein. 5. Awamoa-Schichten. 4. Mt. Brown-Schichten. 3. Oamaru-Stein. 2. Waihao-Sandstein. 1. Awamoko-Schiefer, -Sandsteine und Konglomerate, mit Braunkohle.
Obere Kreide . . .	Waipara-Stufe	5. Weka Paß-Stein. 4. Amuri-Kalkstein. 3. Waipara-Grünsande. 2. Saurier-Schichten. 1. Puke-iwi-tahi-Tone, -Sandsteine und Konglomerate, mit Kohle.

Wir können dem Verf. nicht bei der Beschreibung der einzelnen Profile folgen. Er gibt von den meisten derselben Zeichnungen und ausführliche Fossilisten. Diese sind deshalb so wichtig, weil die Vergleichung der verschiedenen Schichten auf paläontologischer Grundlage durchgeführt ist. Die drei Haupthorizonte der Oamaru-series werden durch die im folgenden aufgeführten Fossilien charakterisiert, wobei zu bemerken ist, daß die einzelnen Versteinerungen allerdings nicht immer auf den einzelnen Horizont beschränkt sind:

Waitaki-Stein: *Meoma Crawfordi* HUTT., *Cirsotrema Browni* ZITT., *Pseudamussium Huttoni* PARK, *Magellania novara* v. IH.

Mount Brown-Schichten: *Kekendon onomata* HECTOR, *Cassidaria senex* HUTT., *Cirsotrema lyrata* ZITT., *C. Browni* ZITT., *Pecten Hutchinsoni* HECTOR, *P. Beethani* HUTT., *P. Hochstetteri* ZITT., *P. Fischeri* ZITT., *P. polymorphoides* ZITT., *P. Williamsoni* ZITT., *Amussium Zitteli* HUTT., *Pseudamussium Huttoni* PARK, *Plagiostoma laevigata* HUTT., *Lima*

paleata HUTT., *Magellania Parki* HUTT., *M. novara* v. IH., *Terebratula Gaulteri* MORRIS, *T. oamarutica* G. BÖHM, *Terebratula Tayloriana* COLENZO, *Bouchardia elongata* HUTT., *B. tapirina* HUTT., *Trochocyathus Mantelli* TENISON-WOODS, *Sphenotrochus Huttonianus* TENISON-WOODS, *Cellepora*.

Waihao-Kakahu-Schichten: *Aturia australis* McCOY, *Pleurotoma awamoaeensis* HUTT., *P. alta* HUTT., *Ancilla hebera* HUTT., *Terebra tristis* HUTT., *Scaphella corrugata* HUTT., *Turritella kanieriensis* HARRIS, *T. Cavershamensis* HARRIS, *Natica Darwini* HUTT., *Crepidula incurva* ZITT., *Cirsotrema Browni* ZITT., *Dentalium Mantelli* ZITT., *D. giganteum* G. B. SOW., *Ostrea Wellerstorfi* ZITT., *Pseudamussium Huttoni* PARK, *Amussium Zittelii* HUTT., *Limopsis insolita* G. B. SOW., *Glycymeris globosa* HUTT., *Cucullaea alta* G. B. SOW., *Mactropsis Traili* HUTT.

Ein Blick auf die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Schichten der Oamaru-Stufe zeigt, daß auf Sandsteine und Konglomerate mit Kohlen Tone und Sandsteine mit einer litoralen Meeresfauna und endlich koralligene Kalksteine folgen. Die Schichtenfolge setzte sich somit in der Umgebung der langsam sinkenden alttertiären Küste ab. Vulkanische Eruptionen fanden während der Ablagerung der Mount Brown-Schichten statt. Nach der Ablagerung des Waitaki-Steines begann dann eine Periode der Hebung. Trocken gelegt, bildeten nun die Oamaru-Schichten eine schmale randliche Einfassung rings an den Buchten und Vorgebirgen des alttertiären Landes. Sie erstreckten sich aber auch in den Tälern und Becken landeinwärts, da diese beim Sinken des Landes zu Fjorden und Meeresteilen geworden waren. Nach ihrer Hebung wurden die Oamaru-Schichten z. T. erodiert. Es trat dann aber im Pliocän eine neue Senkung ein, während welcher die Greta- und Wangannu-Schichten abgelagert wurden. Gegen Ende des Pliocäns erfolgte neue Hebung und dann begann die Bildung ausgedehnter Gletschermassen auf Neu-Seeland, die gleichzeitig mit der glazialen Periode Europas vor sich ging. Als Ursache dieser Glazialzeit möchte Verf. die beträchtliche Hebung des Landes betrachten. Besonders bemerkenswert ist, daß die orographischen Verhältnisse des Landes in der Hauptsache am Schlusse der jurassischen Periode fertig waren. Nicht nur die Oamaru-Schichten bilden eine horizontal liegende, nur teilweise verworfene, nicht aber gefaltete Bank rings um die alttertiäre Küste, sondern auch die Waipara-Formation (die obere Kreide) tritt in eben derselben Weise auf. Für die Ungleichheit der späteren Hebungssphänomene spricht der Umstand, daß die Oamaru-Schichten sich im Innern des Landes in verschiedenen Höhenlagen (bis zu 2000 und 3000') finden. Die größte Hebung hat das Gebiet der orographischen Hauptachse der Insel erfahren. Wie bedeutende Verwerfungen vorkommen, zeigt das Beispiel des Aorere-Tales bei Colling wood, an dessen Südseite das Tertiär im Niveau des Meeresspiegels liegt, während es auf seiner Nordseite eine 300 m hohe Bergkette krönt.

Die Reihe der auf Neu-Seeland vertretenen geologischen Formationen gestaltet sich nach den letzjährigen Untersuchungen des Verf.'s, der sich

die größten Verdienste um die Geologie von Neu-Seeland erworben hat, folgendermaßen:

Pleistocän	Schotterterrassen, alte Moränen usw.
Jüngerer Pliocän	Wanganui-Stufe.
Älteres Pliocän	Te Aute- oder Waitohara-Stufe.
Miocän	Oamaru-Stufe.
Obere Kreide	Waipara-Stufe.
Jura	Mataura-Stufe.
Trias	Shaw Bay-Stufe.
Permocarbon	Mount Mary-Stufe.
Carbon	Kakanui-Stufe.
Obersilur	Mount Arthur-Stufe.
Untersilur	Collingwood-Stufe.
Azoicum	Kristalline Schiefer von Otago.

Otto Wilckens¹.

Quartärformation.

J. Lorié: Mes observations sur le système Moséen de M. MOURLON. (Bull. Soc. Belge de Géologie etc. 14. 1900. Mémoires 207—216. t. VI. 1901.)

Der Sand im Systeme moséen ist ein Auswaschungsprodukt quartärer Gewässer des Rupélien- oder Aquitaniensandes; die Sandsteinblöcke in ihm sind durch vertikale Senkung hineingekommen, wobei sie sich ein wenig zur Seite bewegt haben, wenigstens gilt dies für das limburgische Gebiet im Westen des Landes.

Joh. Böhm.

J. Früh: Neue Drumlinslandschaft innerhalb des diluvialen Rheingletschers. (Eclog. geol. Helv. 8. 213—216. 1904.)

Südlich der Thur zwischen Frauenfeld und Weinfelden lässt sich eine schöne Drumlinlandschaft beobachten. Der Unterlage von obermiocäner Molasse sind etwa 32 Hügel von 60—300 m Länge und bis 15 m Höhe

¹ [Ich benutze die Gelegenheit, eine Reihe von Druckfehlern zu berichtigen, die in meinen Referaten über neuseeländische Arbeiten stehen geblieben sind:

1904. II. p. -253- 4. Z. v. oben muß es statt Harke's Bay „Hawkes Bay“, 12. Z. v. unten statt Ask beds „Ash beds“, p. -254- Z. 12 v. oben „gleichaltrige“ heißen. p. -282- Z. 12 v. unten ist das Komma hinter „Wanganui-Schichten“ zu streichen.

1905. II. p. -275- Z. 11 v. oben muß es statt „(vergl. das vorhergehende Ref.)“ heißen: (vergl. das Ref. p. -277-), p. -277- Z. 1 statt „(s. Ref. weiter unten)“ muß es heißen: „(s. Ref. p. -423-)“, Z. 14 v. unten statt „Te Anan“ „Te Anau“. Ref.]

aufgesetzt, die aus Grundmoränenmaterial mit untergeordneten Schmitzen von fluvioglazialen Geschieben bestehen, und zwischen denen flache, abflußlose Mulden liegen. Mit dem Anstieg der tertiären Unterlage von Osten gegen Westen nehmen die quartären Bildungen ab; die Drumlins werden dann durch Rundhöcker sozusagen ersetzt. Die Hügel zeigen sich am besten dort erhalten, wo sie nicht von Erosion angegriffen sind. Dies spricht ebenso wie ihre, der Divergenz des alten Rheingletschers entsprechende fächerförmige Verteilung für ihre subglaziale Entstehung.

Otto Wilckens.
