Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

A. de Lapparent: Traité de Géologie. Quatrième édition refondue et considérablement augmentée. 1 et 2 fascicules. Phénomènes actuels. p. 1—592. 139 fig.; Géologie proprement dite (bis zur unteren Kreide excl.). p. 593—1240. 420 fig. Paris 1900.

Vorliegende vierte Auflage des vor 18 Jahren zum ersten Male erschienenen und seither in Fachkreisen so allgemein anerkannten und verbreiteten Lehrbuches, ist theilweise neu bearbeitet und bedeutend vermehrt worden. Die bis jetzt herausgegebenen 2 Lieferungen umfassen etwa 200 Seiten mehr als der entsprechende Theil der dritten Auflage; auch die Textbilder sind in grösserer Anzahl beigegeben worden. Der Hauptunterschied gegen früher besteht besonders in der durchgreifenden Umarbeitung der Abschnitte über historische Geologie, welche die 2. Lieferung bilden. Verf. hat es nämlich versucht, anstatt seinen stratigraphischen Beschreibungen die Eintheilung der Schichtenreihen in Systemen und „Serien" zu Grunde zu legen, diesmal jede Stufe oder Etage für sich zu behandeln. Solche Etagen, deren Bedeutung durch diese Methode hervortreten soll, und deren Abgrenzung auf Transgressions- und anderen mehr oder minder localisirten palaeographischen Erscheinungen begründet ist, werden gewissermaassen als Einheiten aufgestellt, welche nach allgemeineren palaeontologischen und anderen Kriterien in Abtheilungen höherer Ordnung (Systeme, Gruppen) gruppirt werden. Als ganz besonderes Verdienst des Verf.'s mag die Herstellung einer Reihe von Kärtchen hervorgehoben werden, welche für jede Stufe die Vertheilung von Land und Meer in Frankreich, Europa und sogar der ganzen Welt veranschaulichen. Es sind im historischen Theile des Buches diese Kärtchen jedem Abschnitte beigefügt. Wie de Lapparent selbst betont, müssen zwar diese Bilder zum grössten Theile und besonders für ältere Zeitabschnitte lediglich als verhältnissmässig rohe und unvollständige Versuche aufgefasst werden; es bilden aber diese Restaurirungen im Vergleich mit ähnlichen zur Zeit von Beudant und neuerdings von Cornu veröffentlichten Karten einen wesentlichen Fortschritt. Für jüngere Epochen (Mesozoicum und Tertiär) ist ihre Genauigkeit viel grösser und gestattet einen weit vollständigeren

Begriff der Verhältnisse. Der Nutzen dieser, von so competenter Seite herrührenden Neuerung, als Anregung für weitere Forschungen, wird wohl kaum zu betonen sein. Auf diese Weise werden auch die Resultate der geologischen Untersuchungen in recht anschaulicher Weise zusammengefasst und die Bestrebungen unserer Wissenschaft übersichtlich ins Licht gestellt. An diese Darstellungsweise anknüpfend, sind auch in der neuen Auflage die Daten über aussereuropäische Länder gegen früher bedeutend vermehrt worden und dadurch der Werth des Buches entsprechend gehoben.

Ausserdem müssen im ersten Theile (Phénomènes actuels) als neu erwähnt werden: Ausführungen über die Pendelbeobachtungen und die Anomalien der Schwerkraft (nach Helmert, Collet etc.), über die Vertheilung der Meeresthiere (nach Häckel), über Eis und Gletscher (nach Drygalsky, Vallot etc.), über Erosionsformen (nach Morris Davis), sowie einige Zusätze in den Abschnitten über Wildbäche, Vesuv und südamerikanische Vulcane, über Mineralquellen etc. Das Capitel über Küstenhebungen und Küstensenkungen ist umgearbeitet worden. Unter den neuen Textfiguren mag auf eine kleine Karte der „terrigenen" Meeresablagerungen der heutigen Zeit hingewiesen werden (nach Murray).

Im zweiten Theile sind neue Bilder von gesteinsbildenden Mineralien (meist nach Lacroix) und Gesteinsstructuren eingefügt worden. Eine Reihe kleinerer Zusätze (nach Rosenbusch) im petrographischen Abschnitte — welcher wohl nicht in genügendem Maasse umgeändert worden ist — sind ferner zu erwähnen.

Ganz bedeutende Änderungen haben hingegen die Behandlungen der krystallinischen Schiefer erfahren, indem Verf. diese Formationsgruppe (sogen. „Urgebirge"), welche er bisher als den Rest der Erstarrungskruste unseres Planeten aufzufassen schien („Terrain primitif"), nunmehr als ein Product des Metamorphismus, unter dem Namen „Terrain Archéen" beschreibt. Ferner fallen in den Abschnitten über Palaeozoicum Betrachtungen auf, über die Verbreitung der Goniatiten nach Frech, Holzapfel, Haug u. A.

Wesentliche Umänderungen weist das Capitel über Trias auf, insbesondere was alpine und aussergermanische Trias betrifft, indem die neuere Literatur und namentlich die Arbeiten von Bittner, Suess, Mojsisovics und Diener herangezogen wurden. Auch sind verschiedene Paragraphen über oberen Malm infolge der Untersuchungen von Pawlow und Munier-Chalmas neu revidirt worden, während leider die den südeuropäischen oberen Jura betreffenden Schilderungen und speciell die Ausführungen über den Malm der Dauphinée und Savoyen, welche den heutigen Kenntnissen vielleicht nicht vollkommen entsprechen [1], unverändert geblieben sind.

---

[1] Namentlich was den Synchronismus der Purbeck-Schichten und des Berrias-Horizontes mit *Hoplites Bassieri* betrifft; erstere entsprechen, wie wiederholt bewiesen worden, dem oberen Tithon, letzterer aber dem unteren Valanginien des Juragebietes, wie Baumberger's Untersuchungen vor kurzer Zeit nochmals dargethan haben. Ref.

Durch die ausserordentlich klare und übersichtliche Anordnung des Stoffes und durch die reiche Fülle von Literaturangaben, sowie durch die oben erwähnte eigenartige Darstellungsweise der Sedimentgruppen und die beigegebenen neuen zahlreichen palaeographischen Skizzen, eignet sich das Werk ganz besonders dazu, als Nachschlagebuch auch ausser den Grenzen Frankreichs Dienste zu leisten und Anerkennung zu finden.

W. Kilian.

Physikalische Geologie.

Ch. R. van Hise: Earth movements. (Transact. of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters. 9. 465—516. 1898.)

Neben den ins Auge fallenden vulcanischen und seismischen Bewegungen sind noch andere wesentlich wichtigere Massenbewegungen zu unterscheiden: epirogenetische, vertical, entsprechend den säcularen Schwankungen, orogenetische, vertical und horizontal, gebirgsbildende Bewegungen, epigenetische, horizontal und vertical, Denudationstransport. Dazu kommen noch moleculare Bewegungen, Gesteinsmetamorphismus.

Die Grundlage der Betrachtung bildet das Verhältniss der Continentalmassive zu den grossen, tiefen Oceantrögen. Dringt am Rande eines Continents das Meer vor, so ist das Ausmaass der Bewegung unbedeutend, wird dagegen ein Theil des oceanischen Troges zu Land, so muss die Grösse der Bewegung mehrere tausend Meter betragen. Da das Gestein specifisch schwerer ist als Wasser, so muss (entweder die Continentalgrundlage stark genug sein, die Last selbst zu tragen oder) die Oceangrundlage um so viel schwerer sein, als die Continentalgrundlagen, dass letztere mit ihren Continenten auf den Oceangrundlagen gleichsam wie ein Schiff im Wasser schwimmen. Doch ist ein Gleichgewichtszustand nicht vorhanden, da die Gesteinsfestigkeit der Schwerkraft entgegenarbeitet, insofern sie einen Überschuss an Gebirgsmasse zu tragen vermag. Die Denudation wirkt gleichgewichtsfördernd durch Entlastung der Continente. Sie ist eine Wirkung der Schwerkraft, indem sie das Material dem Erdcentrum nähert. Doch vermag sie höchstens locale Schwankungen zu bewirken. Die grossen Continentalschwankungen werden durch die verticalen Bewegungen verursacht.

Das Erdinnere ist trotz der hohen Temperatur durch Druck latent fest, und zwar fester als Stahl und Glas. Die Contraction schreitet ständig weiter durch Abkühlung, durch vulcanische Massenumlagerungen, durch Verlangsamung der Erdrotation (früher 4mal so schnell als jetzt, daher früher grössere Abplattung und somit grössere Oberfläche) und damit Verringerung der Centrifugalkraft und Anwachsen der Schwerkraft, durch Krystallisation (nach Barus $\pm 13\,\%$), Entstehung der früher chemisch gebundenen Atmosphäre und Hydrosphäre.

Verf. führt alle Bewegungen auf die Schwerkraft zurück und sucht sie im Einzelnen aus ihr zu erklären. Die Stratigraphie lehrt, dass alle Continente zeitweilig vom Meere bedeckt waren. Das Emportauchen aus dem Meer ist entweder als absolute Hebung und in diesem Falle als Emporpressung durch sinkende Nachbargebiete aufzufassen, oder aber wahrscheinlicher als relative Hebung zu betrachten, indem das Wasser den Senkungsgebieten zuzieht und so stabile oder nur wenig sinkende Gebiete freigiebt. Sinkt umgekehrt das Land mehr als der Oceanboden, so ist eine Transgression die Folge. Vielleicht spielt dabei auch die Verringerung der Rotation und die daraus folgende Verminderung der Abplattung eine Rolle, indem das Wasser sofort folgt, das Land aber infolge der Gesteinsfestigkeit Widerstand leistet. Von Wichtigkeit ist ferner die durch die Anziehungskraft des Landes stattfindende Anstauung des Wassers an den Continentalrändern u. a. Wie diese epirogenetischen Bewegungen, so sind auch die orogenetischen eine Folge der Schwerkraft. [Verf. beschränkt sich hiebei wesentlich auf die durch Gebirgsketten durchzogenen und begrenzten grossen Hochflächen, wie Tibet etc.] Durch Concentration der Contractionswirkungen auf bestimmte Zonen tritt in diesen Faltung und Verdickung ein. An diese widerstandsfähigere Zone legt sich ein weiterer Faltungsgürtel an und so fort. Im Zusammenhang mit diesen Verdickungen bilden sich grosse sich selbst tragende Bögen, die sich morphologisch uns als grosse Hochflächen (Tibet, W.-Amerika) darstellen. Da der Hauptdruck auf den Schenkeln ruht, so findet ein compensatorischer Tiefenfluss (deep-seated flowage) von dort gegen die Mitte statt, sodass also der Bogen theils durch die Gesteinsfestigkeit, theils durch das zugeflossene Material getragen wird. Auch auf andere Weise sind die auf grossen Hochflächen stehenden Gebirgsketten erklärbar. Es bildeten sich enorme Bögen (die Hochflächen), so gross, dass sie sich nicht mehr tragen können und zusammenbrechen. Diese Bruchzone wird dabei in Falten geworfen und bildet die Gebirgsketten. Die Zonen späterer Gebirgsbildung sind (nach Hall) die Orte kolossaler Sedimentation (z. B. Mississippi-Delta).

Die folgenden Seiten behandeln den Vulcanismus als Folge der Schwerkraft. Der Vulcanismus benutzt die tektonischen Spalten. Verflüssigung tritt ein, sei es durch Reibung (Mallet), sei es durch Druckaufhebung als Folge orogenetischer oder epigenetischer Bewegungen. Das Steigen der Lava erfolgt nach demselben Druckprincip wie das Ausfliessen von Wasser durch die Spalten einer geborstenen Eisfläche. Das ursprünglich höhere specifische Gewicht der einst festen Lava wird erniedrigt durch Änderung des Aggregatzustandes, Dampfblasenentwickelung etc., so dass die flüssige Lava sogar leichter als die Erdkruste werden kann. Doch bleibt durch die Reibung, Form der Spalten, specifisches Gewicht etc. vielleicht der grösste Theil der Laven als Lakkolithe, Intrusionen etc. in der Erdkruste stecken. Die Ursache des Vulcanismus im weiteren Sinne ist stets Erdbewegung, sei es, wie erwähnt, Pressung (compressive movement) oder Zerrung (tensile movement). Bei letzterer wird eine Druckverminderung

dadurch besonders erzielt, dass bei schiefeinfallenden Brüchen das Liegende entlastet wird, weil das Hangende infolge der Gesteinsfestigkeit sich selbst trägt. So kann Extrusion oder Intrusion zu Stande kommen.

Als Folgezustand dieser Bewegungen scheint die Tendenz eines Wachsthums der Continente zu bestehen. Die Denudation (epigenetisch) verbreitert durch Abtragung des Inneren den Sockel; ihr fallen auch Extrusionen und Intrusionen zum Opfer. Eine Compensation tritt durch Tiefenzufluss vom Oceanboden gegen die Continentalunterlage ein; daher sind Vulcangebiete Hebungsgebiete. Infolge stärkerer Wärmeabgabe kühlen sich die Oceantröge schneller ab, contrahiren sich also stärker und sind daher Gebiete grosser Senkung. Alle diese Vorgänge bewirken eine Erhebung der Continente, doch nur eine relative, da die Senkung durch Contraction in ihrem Betrag immer noch grösser ist, als die Hebung. Es wachsen die Continente so lange, als die besprochenen Kräfte wirken; erst nach ihrem Aufhören kann das Endstadium der absolut erodirten Continentalmassive eintreten.

Als Folge dieser Bewegungen treten moleculare Bewegungen innerhalb der Gesteine auf: Faltung, Fältelung, Knitterung etc., Schieferung und schliesslich Metamorphismus, dessen Hauptfactoren Druck und eingepresstes Sickerwasser sind.

Der Grund aller dieser Massen- wie Molecularbewegungen ist die Schwerkraft. Jede Bewegung bringt im Verhältniss zu ihrem Ausmaass Masse dem Erdmittelpunkt näher: auch bei Hebungen ist das Ergebniss der Gesammtbewegung abwärts gerichtet. So wirkt die Schwerkraft zum Gleichgewicht, aber die Gesteinsfestigkeit hindert die Erreichung eines Gleichgewichtszustandes, und an Stelle ausgelöster Spannungen bilden sich anderorts neue. So herrscht allenthalben Bewegung, die nach Art und Grad in der Gegenwart ebenso wirkt wie in vergangenen Perioden.

W. Volz.

R. Straubel: Über die Bestimmung zeitlicher Veränderungen der Lothlinie. (Beiträge zur Geophysik. **3.** 247—272. 5 Fig. 1898.)

Verf. giebt eine Darstellung der Verfahren zur exacten Bestimmung der Schwankungen der Lothlinie und Anweisungen für eine Verbesserung der photographischen Registrirung. **Leonhard.**

J. S. Diller: Crater Lake, Oregon. (Smithsonian Report for 1897. 369—379. Pls. I—XVI. Washington 1898.)

Über die Untersuchungen J. S. Diller's an dem Kratersee in der Cascade Range im südlichen Oregon ist schon in dies. Jahrb. 1898. I. -294—295- berichtet worden. Die vorliegende Veröffentlichung bietet durch ihre Karten und Landschaftsbilder, namentlich auch durch die Abbildung eines Relief-Models jenes Kratersees, eine werthvolle Ergänzung zu der ersten im Jahre 1897 erschienenen Abhandlung dar. **Th. Liebisch.**

R. Ehlert: Horizontalpendelbeobachtungen im Meridian zu Strassburg im Elsass. (Beiträge zur Geophysik. **3**. 131—214. 26 Fig. 1898.)

Das von E. v. Rebeur-Paschwitz eingeführte Horizontalpendel, welches im Stande ist, kleine Neigungsänderungen des Lothes anzuzeigen und in bedeutender Vergrösserung photographisch wiederzugeben, wurde nach dem Tode des verdienstvollen Erfinders nach einjähriger Unterbrechung wieder im Keller der Strassburger Sternwarte aufgestellt. Die Beobachtungen von Anfang April bis November 1895 werden von Ehlert discutirt.

Die Schwankungen der Lothlinie zeigen eine tägliche Periode, die durch die Sonnenstrahlung hervorgerufen wird, welche die ihr zugewendete Erdhälfte ellipsoidisch auftreibt. Der von Rebeur wahrscheinlich gemachte Einfluss der Anziehung des Mondes auf die Lothschwankungen wird durch Ehlert bestätigt, womit die körperliche Fluthbewegung der Erde sichergestellt ist. Ehlert giebt sodann eine Übersicht der Verschiebungen des Nullpunktes der täglich periodischen Ablenkung des Pendels, der gegen 1^h p. m. fällt. Diese Nullpunktsbewegung äussert sich vorzugsweise in einer jährlichen Periode, die bei steigender Temperatur eine nördliche, bei abnehmender eine südliche Verschiebung zeigt.

Im zweiten behandelt Ehlert die unperiodischen Störungen. Die mikroseismischen Störungen werden von den Erdpulsationen geschieden. Den ersteren liegen kurz aufeinanderfolgende Stösse von verschiedener Intensität zu Grunde, die, da ihre Perioden denen der Windstärke entspricht, allein auf den Wind zurückzuführen sind. Die Pulsationen hingegen bestehen in einer langsamen, regelmässigen Wellenbewegung, für die man nach Ehlert kosmische Ursachen zu suchen hat. Dieselben erblickt Verf., da das Phänomen sich nur von October bis März findet, und zwar nur in der Nacht, in der Auslösung von Spannungen im obersten Magma des Erdinnern durch die Anziehung der Sonne. Zum Schluss giebt Ehlert ein Verzeichniss der im angegebenen Zeitraum registrirten Erdbebenstörungen. **Leonhard.**

R. Ehlert: Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurtheilung der wichtigsten Seismometer mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit. (Beiträge zur Geophysik. **3**. 350—475. 91 Fig. 1898.)

Die durch Abbildungen erläuterte Darstellung fast sämmtlicher bekannt gewordener seismometrischer Apparate, welche die Leistungsfähigkeit derselben würdigt, füllt eine längst empfundene Lücke aus. **Leonhard.**

R. Ehlert: Das dreifache Horizontalpendel. (Beiträge zur Geophysik. **3**. 481—494. 2 Fig. 1898.)

R. Ehlert hat das Rebeur'sche Horizontalpendel wesentlich verbessert. Um eine Vieldeutigkeit bei der Bestimmung der Stossrichtung

auszuschliessen, combinirte er drei Pendel auf einem Apparat, welche miteinander den Winkel von 120° einschliessen. Die mathematische Pendellänge wurde verkleinert. Der verbesserte Apparat gestattet, alle Bewegungen von einander zu trennen. **Leonhard.**

G. Gerland: Seismographische Kleinigkeit. (Beiträge zur Geophysik. 3. 215, 216. 1898.)

Die durch Rossi in die Literatur eingeführte, auch von Hörnes übernommene Abbildung eines pompejanischen Reliefs stellt nicht, wie bisher angenommen, den Jupitertempel im Momente des Einsturzes dar, sondern erweckt nach Deutung von Archäologen (Conze, Michaelis) diese Vorstellung durch den missglückten Versuch, eine perspectivische Darstellung zu geben. **Leonhard.**

E. Rudolph: Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Zweiter Beitrag. (Beiträge zur Geophysik. 3. 273—336. 1 Taf. 8 Fig. 1898.)

Verf. giebt zunächst im Anschluss an die Arbeiten von Bertelli einen Überblick über die Wirkungen der Explosionen unterseeischer Minen im Hafen von Spezzia und bespricht sodann die Beobachtungen Abbot's über die amerikanischen Experimente. Rudolph erörtert eingehend das Wesen der submarinen Explosionen, welche stets die schnelle Abnahme der Intensität des Stosses zeigen und welche den Stössen der eigentlichen Seebeben entsprechen. **Leonhard.**

Br. Doss: Übersicht und Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben. (Corresp.-Blatt d. Naturforscher-Vereins zu Riga. 40. 147—162. Mit Taf. 1898.)

Anlässlich einer am 8./20. Sept. 1896 zu Mitau wahrgenommenen Erderschütterung, welche auf die unmittelbare Umgebung der Stadt beschränkt war, giebt Verf. zur Ergänzung des Erdbebenkataloges des Russischen Reiches von Muschketow und Orlow ein chronologisches Verzeichniss von Erdbeben auf baltischem Gebiete. Es sind danach in den Ostseeprovinzen seit 1616 nur 14 Erderschütterungen bekannt geworden, zu denen noch ein am Nordufer der Insel Dagö am 3./15. Juni 1858 beobachtetes Seebeben tritt.

Die Erderschütterungen in Livland und Kurland sind stets auf einen kleinen Flächenraum beschränkt und von geringer Intensität. Sie gehören in die Kategorie der Einsturzbeben. Die Mehrzahl lässt sich auf unterirdische Auslaugungen der Gypseinlagerungen zwischen den Dolomiten und Mergeln des baltischen Mitteldevon zurückführen; bei anderen, namentlich in der relativ häufig erschütterten Gegend von Kokkenhusen (an der Düna), handelt es sich um Auswaschungen des Dolomites, da das dortige untere Mitteldevon gypsfrei ist. **Leonhard.**

Mittheilungen der Erdbeben-Commission der k. Akademie der Wissenschaften in Wien.

V. E. v. Mojsisovics: Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1897 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben. (Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. 107. (1.) 195—433. 1898.)

Im Jahre 1897 wurden die ersten 4 seismischen Observatorien zu Triest, Kremsmünster, Wien und Lemberg ins Leben gerufen. Im Übrigen ist ein dichtes Beobachtungsnetz (über 2000 Referenten) über die Monarchie gezogen. Der vorliegende Bericht weist für 1897 etwa 203 Erdbebentage auf.

1. Nieder-Österreich. 302 Stationen; kein Beben.
2. Ober-Österreich. 224 Beobachter; 4 Beben (hervorzuheben ist das vom 5. Januar um $7.^{45}$ im bayrischen und Böhmerwalde).
3. Salzburg. 108 Beobachter; 2 Beben.
4. Steiermark. 30 Beben (hervorzuheben: 5. Januar um 5^h, 5. April um $4.^{30}$, 15. Juli (= Laibach) um $6.^{55}$, 11. December um $1.^{8}$).
5. Kärnten. 30 Beobachter; 6 Beben (hervorzuheben: 15. Juli (= Laibach)).
6. Krain und Görz. 134 + 50 Stationen.

   Es sind zu verzeichnen:

   im Januar 14 Erdbebentage (bes. 17. um $9.^{30}$, 22. um $9.^{2}$ im Laibacher Moor- und Save-Becken);

   im Februar 13 dto. (bes. 2. um $12.^{24}$, 20.—21. im Laibacher Becken);

   im März 12 dto. (bes. 6. um $8.^{10}$ bei Görz);

   im April 14 dto. (bes. 5. um $4.^{30}$ Steiner Alpen—Gurk);

   im Mai 9 dto. (bes. 20. um $8.^{10}$ Bezirke Adelsberg—Görz);

   im Juni 5 dto.;

   im Juli 13 dto. (bes. 15. um 4^h und $6.^{55}$, VIII.—IX. Stärkegrad. Ausbreitung: fast ganz Krain und die benachbarten Theile von Kärnten, Steiermark, Croatien, Triest, Istrien, sogar eine Meldung aus Villnöss im NO. von Bozen. — Die Gesammtdarstellung ist einer besonderen Studie vorbehalten);

   im August 17 dto. (bes. 3. um $2.^{48}$ in Innerkrain);

   im September 9 dto. (bes. 1.—3. Laibacher Ebene, 21. um 2^h Ausläufer des mittelitalienischen Bebens in Urbino, Rimini, Rom etc.);

   im October 5 dto. (davon 4: 17.—21.);

   im November 12 dto. (davon 9: 18.—30.);

   im December 15 dto. (bes. 10. um $6.^{15}$, 23. um $6.^{17}$).

   [Von diesen 138 Erdbebentagen ordnen sich ca. $\frac{2}{5}$ zu Schwärmen zusammen, deren grösste vom 31. März bis 13. April und 10. bis 25. December sind, während die Zeiten vom 20. April bis 10. Juli und 7. September bis 16. October schwarmfrei sind.]
7. Triest. 46 Beobachter (hervorzuheben sind die Beben vom 15. Juli, 3. August und 21. September. 2 Seismometer geben vom 1.—19. Juli 12 Stösse an).

8. Istrien und Dalmatien. 116 Stationen; 43 Beben (bes. 15. Juli, 3. August und 21. September in Istrien).
9. Deutsche Gebiete von Tirol und Vorarlberg. 161 + 28 Beobachter. 29 Beben, besonders im Februar (9!) (hervorzuheben 20. Februar bes. bei Innsbruck—Hall kurz vor 7^h in einem Schwarm vom 15.—21. Februar, das stärkste seit 25 Jahren. 15. Juli zu Villnöss. 21. September).
10. Tirol, italienisches Gebiet. 53 Beobachter; 7 Beben.
11. Böhmen, deutsches Gebiet. 230 Stationen; 3 Beben (bes. 5. Januar).
12. Böhmen, böhmisches Gebiet. 265 Stationen (nur 5. Januar).

Aus Mähren und Schlesien, Galizien (50 Beobachter) und der Bukowina (27 Beobachter) liefen 1897 keine Meldungen ein.

[1896 wurden von ca. 1600 Beobachtern 75 Erdbebentage gemeldet, besonders reich waren der April mit 13, October mit 12 Tagen.]

VI. F. Seidl: Die Erderschütterungen Laibachs in den Jahren 1851—1886. (Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. **107**. (1.) 465—492. 1898.)

Die „befriedigend vollständige" Chronik, welche vorwiegend nach den Aufzeichnungen des † meteorologischen Beobachters in Laibach K. Deschmann zusammengestellt wurde, berichtet aus dem 36jährigen Zeitraum 1851—1886 von 91 Erschütterungen an 75 Tagen. Sie beschränkt sich auf ein Verzeichniss der in Laibach gespürten Beben, ohne den Versuch zu unternehmen, dieselben auf ihr Ursprungsgebiet zurückzuführen. Doch sind in den zahlreichen Fussnoten diesbezügliche Hinweise enthalten.

Die Bebentage vertheilen sich zeitlich folgendermaassen:

1852	= 3 Tage	1866	= 3 Tage	1877	= 2 Tage
56	= 3 „	67	= 1 „	78	= 1 „
57	= 3 „	68	= 9 „	79	= 4 „
58	= 4 „	69	= 5 „	80	= 3 „
59	= 3 „	70	= 6 „	81	= 1 „
60	= 3 „	71	= 3 „	82	= 3 „
61	= 1 „	72	= 2 „	83	= 1 „
63	= 1 „	73	= 5 „	85	= 1 „
64	= 1 „	74	= 2 „	86	= 1 „

[Zum Vergleich: 1896 = 33 Tage, 1897 = 37 Tage.]

Die Vertheilung auf die Monate gestaltet sich:

Jan.	= 10 [5—1] Tage	Mai	= 4 [1—2] Tage	Sept.	= 5 [4—2] Tage
Febr.	= 9 [4—0] „	Juni	= 6 [1—5] „	Oct.	= 8 [2—5] „
März	= 5 [1—1] „	Juli	= 8 [4—4] „	Nov.	= 4 [7—3] „
April	= 5 [2—7] „	Aug.	= 5 [3—2] „	Dec.	= 6 [4—1] „

[Zum Vergleich ist in [ ] die Zahl der Erdbebentage von 1897 und 1896 für die Stadt Laibach beigefügt (vergl. Mittheil. d. Erdbeben-Commission I u. V). Die Beobachtungen der beiden letzten Jahre verschieben

die Halbjahrssummen beträchtlich: es entfallen auf das Winterhalbjahr 1851—1886 = 42, 1896—1897 = 33 Bebentage, auf das Sommerhalbjahr deren 33 bezw. 37!]

Die Stärke der aufgezeichneten Erdbeben war im Allgemeinen recht gering: III. Grad = 2, IV. Grad = 65, IV./V. Grad = 16, V. Grad = 3, VI. Grad = 3, VII./VIII. Grad = 2. Die beiden stärksten Stösse (7. März 1857, 9. November 1856) hatten ihren Ursprung in Oberkrain.

Ein nennenswerther Bebenschwarm ist nicht zu verzeichnen; doch hebt sich die Periode 1868—1873 durch grössere Häufigkeit der Beben (30 Bebentage) heraus; in diesen Zeitraum fallen die Erdbebenperioden von Klana (1870) und Belluno (1873).

Die Bebenverhältnisse Laibachs entsprechen an Intensität und Häufigkeit jenen von Klagenfurt, Agram, Fiume, Triest zu Zeiten relativer Ruhe, welche durch Jahrzehnte bis Jahrhunderte paroxystische Bebenschwärme trennt. Die letzte (1897 noch nicht abgeschlossen) Erdbebenperiode wurde durch die Katastrophe des 14. April 1895 eingeleitet.

VII. J. Knett: Verhalten der Karlsbader Thermen während des vogtländisch-westböhmischen Erdbebens im October bis November 1897. (Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-phys. Cl. **107.** (1.) 669—697. 1898.)

Der Aufsatz, dessen eigentlicher Zweck es ist, die Zeitungsnachrichten über ein Nachlassen des Karlsbader Sprudels durch das Erdbeben durch exacte Messungen zu widerlegen, hat ein grosses theoretisches Interesse, da er Aufschluss giebt über das Verhalten einer Therme bei einem Erdbeben.

Er beginnt mit einigen „Gesetzen aus der Karlsbader Quellenkunde". Die Ergiebigkeit, d. h. die auf die Zeiteinheit bezogene, in Bewegung befindliche Wassermenge der Therme beruht auf verschiedenen Factoren, von denen hauptsächlich folgende in Betracht kommen:

1. Niederschlag. Unbekannt ist das Niederschlagsgebiet der Karlsbader Thermen, sowie die Zeit, welche die atmosphärischen Wässer brauchen, um nach Durchlaufen der verschiedenen Stadien als Sprudelwasser zu Tage zu treten, ebenso auch der Grad der Beeinflussung der Ergiebigkeit durch mechanisch beigemengte Niederschlagsgewässer.

2. Der Luftdruck wirkt hingegen direct auf die Ergiebigkeit: sie ist bei niederem Luftdruck grösser, bei hohem Luftdruck geringer. Hier folgen bei intermittirenden Brunnen die Stossmengen mit erhöhter Secundenergiebigkeit in längeren Intervallen, dort überstürzen sich die Stösse.

3. Spannungshöhen der Quellen. Die Ergiebigkeit nimmt mit Zunahme der Spannungshöhe ab (das Aufwärtsdrängen des Sprudels entspricht einem senkrecht aufwärts geworfenen Körper) und wird bei der Maximalspannung oder Steighöhe gleich Null. So ist durch Verlegen der Ausflussöffnung eine Regulirung der Ergiebigkeit möglich.

4. Spannung im Sprudelkessel, d. h. der unter der Sprudelschale herrschende Druck des Flüssigkeits- und Gasgemisches (d. h. der

Therme). Es ist $S = \frac{W \cdot H}{Q}$, wobei S die Spannung, W der Wasserzufluss, H die Spannungshöhe des Sprudels und Q die Querschnittssumme der gefassten Sprudelquellen ist. W kann als Constante angesehen werden. Die Ergiebigkeit der kleinen Thermen, die als Druckmesser des Sprudelkessels aufzufassen sind, hänge direct von der Spannung in demselben ab. So wird durch Verminderung der Spannung (z. B. durch Abnehmen der Aufsatzständer, also Verminderung von H oder durch Reinigung der Bohrlöcher vom Kalksinter, also Vergrösserung von Q) die Ergiebigkeit des Sprudels grösser, diejenige der kleinen Thermen geringer.

5. Hoher Grundwasserstand erhöht, wie es scheint, die Spannung im Sprudelkessel, da er das Austreten von Gas und Sprudelwasser ausserhalb der gefassten Quellen erschwert.

6. Hydrostatik der Bodenwässer und 7. kosmische Einflüsse (Mond) seien, weil bedeutungslos, nur erwähnt.

Die Temperatur der Quellen (43—73° C.) ist verschieden, je nachdem man am Quellaustritt oder am Brunnenauslauf misst. Höher gespannte Quellen sind kühler (Abkühlung durch Stagnation) als die tiefer gespannten. Von Einfluss sind ferner das Gestein, seine Durchlässigkeit für atmosphärische Wasser, Länge des Circulationsweges etc. Bei ein und derselben Quelle steigt die Temperatur mit Zunahme der Ergiebigkeit. Durch die (selbst täglichen, wenn auch geringen) Schwankungen der Thermentemperatur erhält man für das Jahr keine lineare Temperaturcurve, sondern einen Streifen: „Temperaturcurvenzone"; sie ist im Frühsommer am schmalsten. Die Curvenzonen der Thermen sind jener der Luft um etwa 2 Monate nachtragend (d. h. Abhängigkeit von der Bodenwärme).

Das vogtländisch-westböhmische Erdbeben [bearbeitet von Credner, v. Gümbel und Schröckenstein] umfasst den Zeitraum vom 24. October bis 29. November 1897, die Beobachtungsdauer der Karlsbader Thermen den vom 5. September bis 5. December 1897. Gemessen wurden: Russische Kronenquelle, Schlossbrunnen, Mühlbrunnen und Theresienbrunnen.

Das Resultat der sorgfältigen, unter Berücksichtigung aller Factoren durch 3 Monate geführten Beobachtungen und Messungen ist, dass das

	Tag der Messung	Luft nach der Messung		Schlossbrunnen		Mühlbrunnen	
		mm	° C.	Liter	° C.	Liter	° C.
vor der Erdbebenperiode	15. September	735	+ 15	4,962	42,15	9,203	49,29
	28. „	736	+ 18	4,946	42,35	9,062	49,26
	19. October	736	+ 12	4,799	42,20	8,750	48,60
	21. „	736	+ 10	4,799	42,20	8,766	48,50
während der Erdbebenperiode	6. November	735½	+ 1	4,672	42,10	8,719	47,65
	12. „	734½	— 1½	4,906	42,05	8,817	47,30
	17. „	734½	+ 2	4,966	41,82	8,754	47,0

Erdbeben keinen, wie immer gearteten Einfluss auf die Thermalquellen Karlsbads hatte (nicht einmal Trübungen des Sprudels direct nach den Stössen konnten beobachtet werden).

Einige Messungszahlen (bei annähernd gleichen Barometerständen) mögen des allgemeineren Interesses halber in der Tabelle S. 375 Platz finden.

Die Gesammtergiebigkeit des Sprudels war
vor dem Erdbeben am 3. April 1897 = 1861,3 Liter bei 72,8° C. bei 715 mm,
nach „ „ „ 16. Dec. 1897 = 1998,6 „ „ 72,2° C. „ 734½ „

8 Tafeln, welche die Curven der Ergiebigkeit der genannten Brunnen, des Luftdruckes, der Thermen- und Lufttemperatur, sowie ihrer gegenseitigen Beeinflussung graphisch wiedergeben, bestätigen die Schlüsse des Verf.

Auch bei früheren Erdbeben (incl. jenes von Lissabon) fand keine Beeinflussung der Thermen statt. **W. Volz.**

C. W. v. Gümbel: Über die in den letzten Jahren in Bayern wahrgenommenen Erdbeben. (Sitz.-Ber. d. math.-phys. Classe d. bayer. Akad. d. Wiss. **28**. 3—18. 1898.)

Die Abhandlung ist die Fortführung des von v. Gümbel früher gegebenen Verzeichnisses der bayerischen Erdbeben (Ebenda. **19**. 1889). Die Zahl der seitdem hinzukommenden, meist sehr unbedeutenden Beben ist gering: 1890 deren 4, 1891, 1893—96 je 1.

Bemerkenswerther sind die Beben des Jahres 1897:

5. Januar: Tektonisches Beben im Bayerischen Walde, kurz vor 8^h [das Beben dehnte sich auch auf den Böhmerwald, den NW.-Theil des Mühlviertels aus; vergl. Sitz.-Ber. Wiener Akad. math.-naturw. Cl. **107**. 5. Heft. Mai 1898. 199—205].

October—November 1897. v. Gümbel beschränkt sich auf eine Darstellung dieser Erdbebenperiode, soweit bayerisches Gebiet erschüttert wurde. [Den böhmischen Antheil stellt Schröckenstein in Sitz.-Ber. böhm. Ges. d. Wiss. 1898 dar. Einen zusammenfassenden Bericht über den Verlauf etc. dieses Erdbebens, das im O. bei Graslitz begann und sich dann mehr nach W. zog, giebt Credner in Abh. d. math.-phys. Cl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. **24**. No. 4. 1898. 342—387. Mit 5 Taf.] v. Gümbel kommt bezüglich der Ursache des Bebens zu folgendem Schluss: Durch die Basaltaufbrüche an den NO.—SW. streichenden Brüchen des Südrandes des Erzgebirges sowie den senkrecht dazu verlaufenden Brüchen des Fichtelgebirges etc. wurden „in nicht sehr beträchtlicher Tiefe Zerbröckelungen des Gesteins veranlasst“ und es entstanden „nur schwach unterstützte Schollen von solcher Gleichgewichtslage, dass die geringste Beeinflussung eine Lageveränderung derselben bewirken konnte — — — Solche hierdurch veranlasste Gesteinsniederbrüche innerhalb verhältnissmässig kleiner Strecken und geringer Tiefe am Südrande des Erzgebirges und der Kreuzung mit den Fichtelgebirgsklüften, scheinen mir diese Erderschütterungen im Monat October und November bewirkt zu haben.“ **W. Volz.**

F. v. Kerner: Vorläufiger Bericht über das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898. (Verhandl. geol. Reichsanst. Wien. 1898. 270—276.)

Durch das Erdbeben vom 2. Juli 1898 wurde ein östlich von Spalato (Dalmatien) gelegenes Gebiet erschüttert, das die Ebene von Sinj (Sinjsko Polje oder Ravnica), die sie einschliessenden Gebirgsränder und den südlich von ihr gelegenen, von der Cetina durchflossenen Landstrich umfasst. Das Gebiet stärkster Erschütterung liegt zu beiden Seiten des Rückens, der die Mulde von Vojnić von der Ravnica trennt: hier stürzten Steinhütten ein, es bildeten sich klaffende Risse und Ausbrüche in den Mauern etc.

Geologisch baut sich das Gebiet auf aus marinen Kreide- und Eocänbildungen, die stark gefaltet und aufgerichtet sind, an dem Südostrand der Ravnica treten auch aus älteren Gesteinen (Werfener Schiefer, Muschelkalk) bestehende Gebirgszüge sporenförmig ein; die tieferen Theile sind eingenommen von den Ablagerungen eines jungtertiären Süsswassersees. Das ganze Gebiet ist durch Längs- und Querbrüche in zahlreiche Schollen zerlegt, von denen drei vertical nach abwärts verschoben und von jungtertiären Mergeln bedeckt sind, da sie unter dem Spiegel des jungtertiären Sees lagen; auf die Bewegung einer dieser drei Schollen, der zwischen den Radialklüften von Košute und Trilj gelegenen Masse, führt Verf. das Erdbeben vom 2. Juli 1898, dem durch Jahre anhaltende Vorbeben vorangingen, zurück. Das Fehlen regionaler Senkungen an der Oberfläche erklärt er durch die Bedeckung mit jüngeren plastischen Bildungen, die eine an der unterliegenden Felsoberfläche eventuell gebildete Stufe ausgeglichen haben.

Milch.

G. Mercalli: I terremoti della Calabria meridionale e del Messinese. (Mem. di Mat. e di Fis. d. Società italiana delle Scienze, detta dei XL. Roma. (3.) 11. 117—266. 2 tav. 1898.)

Im Jahre 1882 hat Verf. ein grosses Werk: Vulcani e fenomeni vulcania in Italia herausgegeben, und einen Catalogo generale dei terremoti italiani angefangen; er hat aber sogleich gesehen, dass ein solcher Katalog unmöglich alles zusammenfassen könnte, und deshalb auf gewisse corentocentrische Regionen beschränkt werden müsste. — Eines der wichtigsten solcher Gebiete ist die calabrisch-messinische Region, welche in vorliegender Abhandlung studirt ist.

Es ist eine festgestellte Thatsache, dass Messina und seine Umgebung mehr mit den Erdbeben des südlichen Calabriens verbunden ist, wie mit den nahen sicilianischen Erdbeben von Val di Noto, Etna, Madonien etc. Eine solche Thatsache ist auch selbstverständlich, da es weit bekannt ist, wie das peloritanische Gebirge bis in die miocäne Zeit mit dem Aspromonte verbunden war.

Es ist auch völlig nachgewiesen, dass die Erdbeben der Calabria citra unabhängig von denen der Calabria ultra sind; die grossen

Erdbeben des Crati-Thales kommen sehr geschwächt bei Reggio vor. Verbunden sind dagegen die Erdbeben der beiden Calabrien, ultra 1 a und ultra 2 a, da die seismischen Centren von Catanzaro und von Piana di Calabria öfter zusammen erweckt sind.

Die Grenzen der calabro-messinisch-seismischen Gebiete sind nördlich die Flüsse Savuto und Neto, südlich eine Linie von Capo d'Orlando bis Taormina. Auch die Aeolien sind in diesem Gebiete aufgenommen.

Diesem Vorwort folgt eine ausführliche Bibliographie, welche mehr als 139 Nummern enthält, dann ein Katalog der Erdbeben vom Jahre 1169 bis 1895. Mehr als 900 Erdbeben werden citirt, und einige auch ausführlich in alle Phasen geschieden. Im zweiten Theile der Abhandlung hat Verf. die grössten seismischen Perioden zusammengefasst; diese sind 1638—1640, 1659, 1783, 1832, 1839—1841, 1851, 1865, 1869, 1886, 1889, 1893—1894. Die weiteren Erdbeben, welche am 16. November 1894 begannen, werden alle zusammen im dritten Theile studirt und beschrieben. Endlich giebt Verf. im letzten Theile seiner Arbeit eine Liste der seismischen Centren des calabro-messinischen Gebietes, und diese Centren sind folgende: 1. Pianasi Calabria (Bagnara, Oppido, Polistena); 2. nordwestlicher Theil des Aspromonte; 3. oberes Messina-Thal (Seriano); 4. oberes Amato- und Corace-Thal (Catanzaro); 5. Nicastro; 6. Angitola-Thal; 7. Capo Vaticano; 8. zwischen Marateo und Messina (wahrscheinlich mitten im Meere); 9. Tacina- und Neto-Thal; 10. ionischer Abhang des Aspromonte; 11. ionischer Abhang vom Jejo; 12. Faro-Messina-Taormina; 13. Castroreale-Milazzo; 14. Naso-Patti; 15. Stromboli; 16. Lipari und Salina; 17. Alicudi und Filicudi; 18. Umgegend von Mistretta.

Nach den vom Verf. behaupteten Thatsachen kann man nun annehmen, dass kaum eines der grossen calabrischen Erdbeben sein Centrum in den äolischen Inseln gehabt habe. Es ist dies eine sehr wichtige Anschauung, welche von der bis jetzt angenommenen gründlich verschieden ist. Die Ursache solcher Erdbeben wurde einst in elektrischer Kraft gesucht; Suess hat eine vulcanische Hypothese aufgestellt, welche nach Verf.'s Meinung nicht annehmbar ist; auch die tektonische Kraft allein kann nicht genügen, und Verf. glaubt deshalb, eine Zusammenstellung von tektonischen Ursachen, Bradyseismen und thermischen Kräften, im Sinne Daubrée's und Issel's, sei die richtigste und annehmbarste Hypothese.

Vinassa de Regny.

M. G. Agamennone: Tremblement de terre d'Aidin (Asie M.) du 19 août 1895. (Beitr. z. Geophysik. **3**. 338—349. 1898.)

—, Vitesse de propagation du tremblement de terre d'Aidin (Asie M.) du 19 août 1895. (Ebenda. **3**. 541—549. 1898.)

Das Epicentrum lag beim Dorfe Imamköi, östlich von Aidin. Die stärksten Wirkungen, welche daselbst eintraten und dem 9.—10. Grad der Forel-Rossi'schen Scala entsprechen, bestanden in Erdstürzen, die grosse Staubmengen weithin verbreiteten. Die Ausbreitung der Erschütterung

war in der Längsrichtung des Mäander-Thales am stärksten und gegen O. stärker als gegen W. Das Beben trat nach einer längeren Ruhepause ein und wurde von zahlreichen Erschütterungen bis in die Nacht vom 26./27. August gefolgt, von wo ab wieder Ruhe eintrat.

In dem zweiten Aufsatz berechnet Verf. unter Voraussetzung einer gleichmässigen Oberflächengeschwindigkeit der seismischen Wellen auf Grund der Registrirung des Erdbebens von Aidin zu Padua und Strassburg die mittlere Geschwindigkeit der Fortpflanzung, die sich für die stärkste Phase des Bebens auf 3200 bezw. 2550 m pro Secunde beläuft.

Leonhard.

G. Munteanu-Murgoci: Calcare si fenomene de erosiune in Carpati meridionali. (Bull. soc. de sc. 7. No. 1. 32 p. 5 Fig. Pl. I. Bucurescĭ 1898.)

Die Kalkzüge der rumänischen Karpathen sind archäisch, mesozoisch oder tertiär. Die Jura- und Kreidekalke sind durch Karstphänomene ausgezeichnet. Dolinen, Höhlen, unterirdische Fluss- und Bachläufe, natürliche Brücken, periodische Seen, Karrenfelder und Terra rossa-Ablagerungen sind häufig und insbesondere im Cerna-Vulcan und Lotru-Gebirge vertreten. In den Höhlen sind auch Thierreste gefunden worden, die theils noch lebenden Thieren angehören, theils von *Ursus spelaeus* herrühren. Verf. beschreibt die Höhle von Bistriţa und Stogu, beide im Bistriţa-Kalkmassiv. In der letzteren, die eine durch Erosion erweiterte Kluft ist, liegen haufenweise Höhlenbärenknochen, durch Kalksinter cementirt. Ausserdem wird noch die Höhle Posada aus dem Dambovita-Thale beschrieben; dieselbe liegt in Kreideconglomeraten und wird von einem Bache durchflossen.

L. Mrazec.

Petrographie.

W. F. Hillebrand: Praktische Anleitung zur Analyse der Silicatgesteine nach den Methoden der geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten. Nebst einer Einleitung, enthaltend einige Principien der petrographisch-chemischen Forschung von F. W. Clarke und W. F. Hillebrand. Übersetzt und für den Gebrauch in Laboratorien eingerichtet von E. Zschimmer. Leipzig. 86 p. Mit einer Figur im Text.

Über das 1897 erschienene Original der vorliegenden Arbeit ist bereits in dies. Jahrb. 1898. I. -477- berichtet worden. Es ist dankbar zu begrüssen, dass der Übersetzer diese für die genauere chemische Kenntniss der Silicatgesteine so wichtige Abhandlung einem grösseren Kreise zugänglich gemacht und für die Benutzung in den Laboratorien speciell eingerichtet hat, so dass auch unsere Mineralchemiker die neuen Untersuchungsmethoden bequem zur Hand haben. Dies ist um so zeitgemässer,

als infolge namentlich der Untersuchungen von Rosenbusch die chemischen Verhältnisse der Gesteine wieder mehr als früher in den Vordergrund des Interesses rücken. Der Übersetzer, der sich der Unterstützung der Verff. erfreute, hat, da die Übersetzung in erster Linie als praktischer Leitfaden in Laboratorien dienen sollte, dem Original gegenüber einiges geändert und auch manche Ergänzungen beigefügt, letzteres namentlich, indem er die Resultate neuerer Arbeiten von Hillebrand und andere Literaturnachweise mit in seine Darstellung aufnahm. Die Übersetzung erstreckt sich nur auf den allgemeinen Theil der ursprünglichen Arbeit und giebt ausser den allgemeinen Einleitungen nur die von den Verff. bei ihren Untersuchungen angewandten Methoden wieder. Sie sieht aber, dem angegebenen Hauptzwecke der Übersetzung entsprechend, vollständig ab von der Wiedergabe des Haupttheils des Originals, in dem die von 1880—1896 an allen möglichen Gesteinen ausgeführten Analysen übersichtlich zusammengestellt sind. Der Übersetzer giebt sich gewiss mit Recht der Hoffnung hin, dass das vorliegende Buch Anfängern in der Silicatanalyse ein willkommener Wegweiser sein und dass dem erfahrenen Analytiker und Petrographen die Benützung eines wichtigen Literaturabschnitts durch bequemere Form erleichtert werde. — Eine Anzahl, übrigens sich nicht von selbst ergebender Druckfehler ist später auf einem besonders ausgegebenen Blatte verbessert worden. **Max Bauer.**

H. G. Francke: Die Porphyre des Burgstalles und der Traschke bei Wechselburg im Königreich Sachsen. (Festschrift zur Einweihung des Realschulgebäudes in Rochlitz. 8°. 33 p. 2 Fig. 1898.)

Der Verf. giebt eine sehr eingehende petrographische Studie der schon von Kalkowsky[1], Rothpletz und Dathe[2], sowie Rosenbusch[3] und Lehmann[4] beschriebenen Porphyre der im Titel angeführten Localitäten. Er stützt sich dabei in geologischer Hinsicht wesentlich auf zwei, auch abgebildete, Aufschlüsse am Burgstall, in denen der Reihe nach von Süden nach Norden säulenförmig abgesonderter „Felsitporphyr", „Quarzporphyr" mit eckigen Einschlüssen des Felsitporphyrs, dann eine schmale, vom Verf. zum Felsitporphyr gerechnete Contactzone, eine von porphyrischem Material cementirte Granitgneissbreccie und Granitgneiss selbst folgen. Der Verf. ist im Gegensatz zu den früheren Beobachtern zu der Überzeugung gelangt, dass das von ihm als „Felsitporphyr" bezeichnete Gestein scharf von dem „Quarzporphyr" zu trennen ist, ja dass beide verschiedenen Eruptionen angehören. Er giebt indessen selbst an, dass die Einschlüsse des Felsitporphyrs im Quarzporphyr „ebenso polyedrisch zerklüftet und ebenso gefärbt

---

[1] Kalkowsky, Min. u. petr. Mitth. 1874. p. 46.

[2] Rothpletz und Dathe, Erläuterungen zu Section Rochlitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. p. 25 u. 26.

[3] Rosenbusch, Physiographie der massigen Gesteine.

[4] J. Lehmann, Entstehung der altkrystallin. Schiefergesteine. Bonn 1884. p. 264.

sind, wie der umschliessende Quarzporphyr, so dass es nur bei grosser Aufmerksamkeit möglich war, sie herauszufinden." Ein scharf abgegrenzter Einschluss ist abgebildet. In dem „Felsitporphyr" ist eine isotrope Basis nur in so geringer Menge vorhanden, dass der Verf. die Bezeichnung „Pechsteinporphyr" für unangebracht hält. Eine Umwandlung der Basis in krystalline Massen wird für unwahrscheinlich erklärt. Ja, der Verf. tritt ausdrücklich der Anschauung entgegen, als ob sich der Quarzporphyr allmählich aus dem glasführenden Gestein hätte herausbilden können.

Auf die sehr eingehende mikroskopische Beschreibung der Structureinzelheiten kann hier nur kurz verwiesen werden. Die „Schwaden" des Verf.'s sind wohl identisch mit einer besonderen Form von Schlieren.

Wilhelm Salomon.

A. Nowacki: Praktische Bodenkunde. Anleitung zur Untersuchung, Classification und Kartirung des Bodens. (3. Aufl. 8°. 190 S. 9 Fig. 1 Taf. Berlin 1899.)

Seinem Titel und seinem Zweck entsprechend hält sich das in der „Thaer-Bibliothek" erschienene Buch von theoretischen Erörterungen möglichst fern und betont stets die praktische Beobachtung und Erfahrung. Wenn der Geologe vielleicht ein näheres Eingehen auf seine Wissenschaft vermissen wird und mit einigen Einzelheiten (z. B. in dem Abschnitt über Bestimmung der Bodenbestandtheile oder über die Bodenkarten) sich nicht einverstanden erklären kann, wird auch er gerade wegen des Hervorhebens des praktischen Theiles der Bodenkunde aus dem frisch und lebhaft geschriebenen Buch Anregung und Belehrung schöpfen können. In einem Anhang wird „eine wissenschaftliche Benennung der Bodenarten" durch Einführung lateinischer Namen vorgeschlagen. **Milch.**

A. Cathrein: Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pusterthal. (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **50**. 257—278. 1898.)

Verf. berichtet zunächst als Ergänzung zu den Arbeiten von Teller (dies. Jahrb. 1888. I. -65—68-) und von Foullon (a. a. O.) über die Auffindung zahlreicher neuer Porphyritgänge in der unmittelbaren Umgebung von St. Lorenzen bei Bruneck und über ihren Zusammenhang mit gleichfalls von ihm grösstentheils neu aufgefundenen Dioritstöcken; es folgt ein Bericht über andere neue Porphyritvorkommen im Pusterthal. Sodann giebt Verf. Definitionen für mehrere Typen der Tiroler Porphyrite, soweit sie im Pusterthale auftreten. Pichler's Bezeichnung Töllit an Stelle des „zweideutigen Tonalitporphyrit" wendet er für den Dioritporphyrit der Glimmerschiefer-Gneissformation, nicht des Phyllits und Granites an; er ist ein „wenn auch mitunter scheinbar körniges, in Wirklichkeit doch porphyrisches Gestein", das sich von dem echt körnigen Tonalit durch weniger Quarz und durch Granat als typischen Gemengtheil unterscheidet. Biotit und Hornblende sind in beiden Gesteinen sehr ähnlich, der Feldspath

ist im Töllit viel besser ausgebildet als im Tonalit. Der Vintlit ist gegenüber dem Töllit charakterisirt durch seine deutlich porphyrische Structur, das Vorkommen von Quarz in gut ausgebildeten Einsprenglingen und sein Auftreten im Granit. Als Pseudovintlite werden basischere, dunkelgrünlichgraue, dichte dioritische Porphyrite bezeichnet, die einsprenglingsarm bis -frei sind, z. Th. ophitische Structur besitzen und ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach als Augitdiorit-Porphyrite bezeichnet werden können (Foullon's Diabasporphyrit). Sie treten im Phyllit und im Granit auf. Als Klausenite werden nach ihrer „augenfälligen Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Gegend von Klausen" Gesteine bezeichnet, die mit einem im Allgemeinen dioritischen Charakter eine grosse Veränderlichkeit des Mineralbestandes wie der Structur verbinden; es erscheinen alle Übergänge von Biotit-Hornblende-Diorit zu Typen mit rhombischem Pyroxen, Augit und „Diallag", sowie zu den entsprechenden porphyrischen Varietäten. Die Structur ist unabhängig von dem geologischen Auftreten, so dass auch mitten in den Stöcken porphyrische, in den Gängen mehr körnige Structur zur Herrschaft gelangt und sich die Abtheilungen Stock- und Gangklausenit einerseits, körniger und porphyrischer Klausenit andererseits somit nicht decken. Sämmtliche Klausenite treten ausschliesslich im Quarzphyllit auf.

Schliesslich schlägt Verf. vor, die Diorite, Norite und Gabbros zu einer grossen Familie, der Familie der dioritischen Gesteine zu vereinen und die Gruppen lediglich nach dem Übergewicht von Hornblende resp. Biotit (Diorit), rhombischem Pyroxen (Norit) und „Diallag" (Gabbro) zu unterscheiden, also „Hypersthen-Diorit" (Klausen) mit Norit zu vereinen; die körnigen Klausenite sind demnach quarzführende Diorite, Norite und Gabbros. Entsprechend werden dann die dioritischen und noritischen Porphyrite zu einer Gruppe vereinigt und nur innerhalb dieser Gruppe wird zwischen gangförmig und deckenförmig auftretenden Gesteinen unterschieden. Zu den Augitdiorit-Porphyriten — die Bezeichnung Augitporphyrit soll basischeren Gesteinen vorbehalten bleiben — gehören dann die Pseudovintlite und die im Tonalit aufsetzenden dunklen Porphyrite, die sogen. Pseudotöllite oder Pseudotonalitporphyrite; Verf. wendet sich gegen die Zurechnung dieser Gesteine zu den Lamprophyren resp. Kersantiten ebenso wie gegen die Einreihung des Gesteins von Roda unter die Camptonite, das er gleichfalls zu den Augitdiorit-Porphyriten stellt. **Milch.**

W. Salomon: Bemerkungen zu der Cathrein'schen Arbeit: Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pusterthal. (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **50**. 589—590. 1898.)

Den von Cathrein in der oben referirten Arbeit erhobenen Vorwurf, bei seiner Untersuchung der periadriatischen Kerne Forschungen Lechleitner's über die Vahrner und Val Suganaer Gesteine unterschätzt resp. nicht genügend berücksichtigt zu haben, weist Salomon durch den Nachweis zurück, dass die geologische Stellung eines Theiles dieser Gesteine nicht

genügend aufgeklärt sei, während die anderen hierher gehörigen Vorkommen nichts mit dem Gegenstand der SALOMON'schen Untersuchung zu thun haben.

Milch.

B. Spechtenhauser: Diorit- und Norit-Porphyrite von St. Lorenzen im Pusterthal. (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **50**. 279—322. 1898.)

Verf. giebt zunächst eine sehr ausführliche Beschreibung von 22 in der Umgegend von St. Lorenzen (Pusterthal) im Phyllit auftretenden Gängen, deren Gesteine als „dioritische Porphyrite" im weiteren Sinne (also mit Einschluss der Noritporphyrite) bezeichnet werden und die sich wesentlich aus Plagioklasen, Biotit, rhombischen und monosymmetrischen Pyroxenen, Hornblende, Quarz und bisweilen Granat aufbauen. Die Structur ist durchaus holokrystallin, porphyrisch oder auch mehr körnig, das Korn immer ziemlich fein — auch Einsprenglinge (die genannten Minerale, Quarz und Granat jedoch als solche nur selten) erreichen höchstens einen Durchmesser von 3—5 mm. Als Altersfolge der Gemengtheile wird angegeben: Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Granat, Orthit, Augit, Hornblende, Plagioklas, rhombische Pyroxene, Biotit, Quarz; auf die sehr auffallende Stellung der rhombischen Pyroxene und des Biotits in dieser Folge wird nicht näher eingegangen. Der rhombische Pyroxen erscheint in terminal begrenzten Säulchen, die rechtwinkelig oder mit flach gegeneinander geneigte Flächen endigen — der Giebelwinkel misst annähernd 120°, würde also bei makropinakoidaler Schnittlage dem Polkantenwinkel von i (211), bei brachypinakoidaler Lage dem Polkantenwinkel von e (212) entsprechen; er ist immer ganz in Chlorit umgewandelt.

In der Grundmasse besitzen die Plagioklase der quarzarmen Gesteine Leistenform, die der quarzreichen mehr rechteckige bis körnige Gestalt, Hornblende und Augit sind hier in der Regel idiomorph, Biotit und rhombischer Pyroxen in unregelmässigen Körnern und Schmitzen entwickelt; durch Herrschen von Augit und leistenförmigem Plagioklas entstehen Anklänge an diabasische Structuren.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung unterscheidet Verf.: I. Quarznorit-Porphyrite, II. Quarzglimmerdiorit-Porphyrite, III. Quarzhornblendediorit-Porphyrite, IV. Augitdiorit-Porphyrite; zwischen I und II finden sich Übergänge, ebenso zwischen III und IV, während sie zwischen beiden Gruppen fehlen, da Augit und Hornblende die rhombischen Pyroxene in diesen Gesteinen meiden und Biotit in III und IV sehr zurücktritt oder fehlt.

Drei aus der Gegend von St. Lorenzen untersuchte, stockförmig auftretende Intrusivmassen erwiesen sich als durchaus körnig, stofflich aber den verschiedenen Ganggesteinen völlig entsprechend zusammengesetzt; ein Gestein wird als ein Mittelglied zwischen Quarzhornblendediorit und Quarzhornblendenorit (mit frischem, grünlichem rhombischen Pyroxen, ein zweites als Quarzglimmerdiorit vom Klausener Typus, ein drittes als Quarzaugitdiorit, der z. Th.

an Monzonit erinnert, bezeichnet. Gemeinsam ist sämmtlichen Gang- und Stockgesteinen dieser Gegend die grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen von Klausen, auf der die CATHREIN'sche Bezeichnung „Klausenit" für die ganze Gruppe beruht. Milch.

C. F. Kolderup: Lofotens og Vesteraalens Gabbrobergarter. (Bergens Museums Aarbog. 7. 1—54. Mit deutsch. Resumé. 2 Taf. 1 Karte. 1898.)

Verf. beschreibt die neu gefundenen Gabbrogesteine auf einigen Inseln des nördlichen Norwegens und vergleicht sie mit denen von Ekersund und Soggendal (dies. Jahrb. 1899. I. -445-). Diese Gabbrogesteine wurden in dem Lofotengranit entdeckt; sie erstrecken sich weit nach Norden und stehen vielleicht mit den nördlichen Gabbro-Gebieten im Zusammenhang. Nach den Untersuchungen des Verf. treten in jenen Gegenden folgende Typen auf: 1. Labradorfels, theils uralitisirter Labradoritgabbro, theils Labradoritnorit mit etwas monoklinem Pyroxen, theils auch olivinreicher Labradorfels. In allen diesen Gesteinen findet sich so viel rhombischer oder monokliner Augit, dass sie sich den Noriten und Gabbros nähern. Aber auch reine Labradorite von röthlicher Farbe treten auf. 2. Gabbros, Norite und Peridotite: Gabbro, biotitreicher Gabbro, biotitreicher Hyperit, Olivingabbro, Olivingabbropyroxenite, Gabbro mit rhombischem Pyroxen, Gabbronorit, Gabbronorit mit Hyperitstructur, Norit, porphyritischer Norit, Norithyperit, Olivinnorit, Forellenstein, Hornblendeperidotit und hornblendeführender Hypersthenit gehören hierher; ihre Beschaffenheit wird beschrieben und ihr Auftreten im speciellen angegeben. 3. Monzonite, und zwar Monzonit, olivinführender Monzonit und Quarzmonzonit. 4. Banatite und Adamellite. 5. Diorite, und zwar Augitdiorit und Oligoklas etc. 6. Granit, und zwar pyroxenführender Granit. Endlich 7. Erzaussonderungen, und zwar Titanomagnetitspinellit, Titanomagnetitdiallagit etc. Von eigenthümlichen Typen wird besonders der Oligoklasit von Presten auf Östvaagoe hervorgehoben. Dies Gestein, das wahrscheinlich mit den Banatiten jener Insel in genetischer Beziehung steht, besteht vorwiegend (zu 90 %) aus Oligoklas, daneben aus Zirkon, Titanmagneteisen, Titanit, Rutil, Granat, Alkalihornblende, Muscovit und ein wenig Mikroklin und Kalkspath; es kann mit dem Tonalit und Banatit verglichen werden und entspricht in der Reihe der saureren Plagioklasgesteine den Labradoriten der basischen Gruppe. Der Oligoklasit ist an der angeführten Localität als ein Differentiationsproduct eines Banatitmagmas aufzufassen, indessen ist auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass das Gestein in irgend einer Verbindung mit dem Lofotengranit steht. Die Analyse des Gesteins hat ergeben:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CuO	Na_2O	K_2O	Summa
I.	64,98	19,50	2,51	0,30	0,50	3,70	6,09	2,01	99,59
II.	64,81	22,99			—	3,15	8,89	0,82	100,00[1]

I. Oligoklasit von Presten, Östvaagoe. II. Oligoklas von Ytterby.

[1] Diese Zahlen stimmen nicht miteinander. Die Summe ist 100,66.

Eine andere Sonderstellung den Gesteinen des Ekersund-Soggendal-Gebietes gegenüber nimmt der graue, monzonitähnliche Natronsyenit von Laupstadeid ein; dass man es jedoch mit einem Natronsyenit zu thun hat, zeigt folgende Analyse:

58,81 SiO_2, 18,64 Al_2O_3, 5,00 Fe_2O_3, 1,80 FeO, 1,02 MgO, 3,81 CaO, 7,90 Na_2O, 3,06 K_2O; Summa 99,94[1].

Die constituirenden Bestandtheile der Gesteine dieses neuentdeckten Eruptivgebietes sind die folgenden: Plagioklas, Mikroperthit, Orthoklas und Mikroklin (nur in wenigen Typen), Diallag, rhombischer Pyroxen, Olivin, Hornblende, Biotit, Quarz, Titanmagneteisen und Spinell. Accessorisch findet man: Apatit, Zirkon, Eisenkies, Magneteisen und Magnetkies. Es herrscht hier eine grosse Übereinstimmung mit den Gesteinen des Ekersund-Soggendal-Gebietes, ohne dass aber gewisse Unterschiede fehlten. Olivin ist im letzteren Gebiet nirgends ein wesentlicher Bestandtheil und dasselbe ist mit dem Spinell der Fall, der in den basischen Ausscheidungen der Lofotengesteine bis zur Bildung eines Titanomagnetitspinellits überwiegen kann. Endlich wird der Ilmenit der Gesteine von Ekersund auf den Lofoten durch Titanmagneteisen ersetzt. Hier wird der Olivin und in einem Falle auch der rhombische Augit von zwei strahligen Randzonen begleitet, die näher beschrieben sind. Im Eisenkies des Titanomagnetitdiallagit von Selvaag auf Langö wurde eine centrische Structur beobachtet. Die Feldspathe zeigen mehrfach Druckwirkungen; in einem Falle sind die Lamellen nach dem Periklin durch Druck hervorgerufen, auch scheint es in einigen Fällen, dass die faserige, feine Mikroperthitstructur dem Druck ihr Dasein verdanke (vergl. hierzu Joh. Lehmann, dies. Jahrb. 1889. I. -41-). Gebogene und fingerförmig zugespitzte und ausgelöschte Lamellen sind mehrfach beobachtet.

Übereinstimmend mit den Verhältnissen im südwestlichen Norwegen ist der Apatitgehalt. Dieser ist im Labradorfels und den saureren Typen sehr gering und ebenso in den basischen Ausscheidungen, wenn er hier auch etwas grösser ist. In den intermediären Typen (Gabbros, Monzonite) steigt er und kann bis 4 % betragen. Die eigenthümliche grüne Hornblende, der rothbraune Biotit und der Mikroperthit verhalten sich in beiden Eruptivgebieten gleich.

Was das Auftreten der Gesteine in den beiden genannten Gebieten betrifft, so ist grosse Übereinstimmung vorhanden. Der Hauptunterschied ist der, dass im Lofoten-Gebiet auch Olivingesteine (Forellensteine, Olivingabbros, Olivinnorite und Peridotite) vorkommen, die sich im südlicheren Gebiet (ausser Olivindiabas) bisher noch nicht gefunden haben. Im Allgemeinen scheinen die Labradorfelse des Lofoten-Gebietes durchgehends mehr basisch. Auch muss hier der Mg-Gehalt wegen des Auftretens von Spinell etwas grösser sein. Im Ganzen scheinen in den Lofoten die Labradorfelse nicht die prädominirende Stellung einzunehmen wie im Ekersund-Gebiet. Die Altersverhältnisse sind sehr wenig bekannt.

[1] Die Summe beträgt hier nicht 99,94, sondern 100,04.

Die Labradorfelse werden von Gängen feinkörniger und pegmatitischer Norite, Olivinhyperite und Diabasporphyrite durchsetzt. Im südwestlichsten Theil des Lofoten-Gebietes tritt zwischen dem Labradorit auch Banatit auf, der vielleicht jünger ist. Es scheint, dass die Entwickelung in derselben Richtung gegangen ist wie an der Südwestküste (Ekersund etc.). Was die Feststellung der Altersverhältnisse betrifft, so sind dafür wenig Anhaltspunkte vorhanden. Die Gabbros sind wohl jünger als der Lofotengranit. Wahrscheinlich ist im Allgemeinen hierin kein grosser Unterschied im Lofoten- und dem so ähnlich gebauten südlicheren Gebiet. Von dem Gebiet bei Bergen glaubt Verf. ermittelt zu haben, dass die Labradorfelse während der Regionalmetamorphose zur Eruption gelangt sind. Zwischen allen Labradorfelsen Norwegens nimmt Verf. eine genetische Beziehung an trotz der grossen Entfernung der Gebiete, denn mehrere neuere Funde haben gezeigt, dass die Verbreitung dieser Gesteine grösser, vielleicht viel grösser ist, als man jetzt bei der ungenügenden Kenntniss des Landes meint. Verf. macht auch darauf aufmerksam, dass sowohl in dem Lofoten-Gebiet, als auch in dem von Bergen und Ekersund Gabbrogesteine, Peridotite und saure Orthoklas-Plagioklas-Gesteine mit den Labradorfelsen zusammen vorkommen, und dass die hier besprochene örtliche Verbindung vielleicht in einigen der Gabbros und Serpentine in den metamorphosirten cambrisch-silurischen Bildungen zu suchen ist und erinnert daran, dass man für einige dieser Gabbromassivs bestimmt nachgewiesen hat, dass sie während der Regionalmetamorphose zur Eruption gelangt sind und für andere, dass sie jünger sind als diese. Er hält es für sehr wahrscheinlich, dass die norwegischen Eruptivgesteine sich nach der Eruptionszeit wesentlich an die beiden grossen Hebungen gebunden haben, die am Schlusse der Urzeit und in der Devonzeit stattgefunden haben. Von dem Christiania-Gebiet wissen wir, dass die Eruptionen in der Devonzeit anfingen, d. h. in der Zeit der zweiten Hebung. Es ist wohl auch wahrscheinlich, dass diese Eruptionen in irgend einer Verbindung mit den bedeutenden Zusammenpressungen des Landes im centralen Skandinavien stehen, obwohl das Christiania-Gebiet selbst von der Regionalmetamorphose unberührt geblieben ist.

Zum Schluss folgen einige Bemerkungen über den Lofotengranit. Die untersuchten Typen sind theils Granite, theils Hornblendegranite. Sie unterscheiden sich durch das Vorherrschen des Biotits und der Hornblende zwischen den Mg-Fe-Silicaten von den bisher besprochenen Eruptivgesteinen der Lofoten. Die Gesteine sind darum Granitite, hornblendeführende Granitite und biotitführende Hornblendegranite. Bemerkenswerth ist, dass der Mikroperthit weit seltener in dem Lofotengranit auftritt. Die den Lofotengranit zusammensetzenden Mineralien sind: I. Primäre Mineralien, und zwar 1. wesentliche Gemengtheile: Orthoklas und Mikroklin, Plagioklas, Mikroperthit, Quarz, Hornblende, Biotit. 2. Accessorische Gemengtheile: Eisenkies, Zirkon, Apatit, Titanit, Magnetit. Dazu gesellen sich: II. Secundäre Mineralien: Zoisit, Epidot, Granat, Chlorit, Muscovit. Die Structur ist, wie gewöhnlich, bei ähnlichen sauren Gesteinen, die eugranitische

(hypidiomorph-körnige Rosenbusch's). Die Druckphänomene sind bei einigen sehr schwach, bei anderen stärker und bei noch anderen finden wir eine Detritusstructur mit Neubildungen. **Max Bauer.**

J. P. Tolmatschow: Über den Variolit vom Flusse Jenissei. (Arbeiten d. Naturf.-Ges. Petersburg. **27**. 51—88. 1897. Mit 1 Taf. Russisch mit deutschem Auszug.)

Der von J. Lopatin 1866 am unteren Jenissei bei der Ansiedlung Igarskoe (67° 20′ n. Br.) gesammelte Variolit stellt eine Structurmodification der obersten schlackigen Lagen diabasischer Gesteine (Porphyrite, Mandelsteine, Tuffe etc.[1]) dar, welche silurische Schichten durchbrochen und sich über diese in mächtiger Decke ausgebreitet haben.

Am Aufbau der schmutzig grünlichgrauen aphanitischen Grundmasse betheiligen sich braune Körneraggregate von Augit (oder Epidot?), häufig gebogene und skeletartig ausgebildete, bis 0,01 mm lange, an Margarite erinnernde Nadeln, die aus aneinandergelagerten, optisch gleich orientirten Körnchen (zur Augit- oder Epidotgruppe gehörig, aber nicht identisch mit den obigen Körnchen) bestehen, sodann seltenere lange dünne Augitnadeln, die gewöhnlich zu beiden Seiten federfahnenähnlich mit den Margariten besetzt sind, ferner in geringer Menge farbloses Glas, das häufig durch chloritische Substanz verdrängt wird, endlich Mandeln, mit Chlorit erfüllt, und Pseudomorphosen nach Olivin, bestehend aus Quarz und Chlorit, z. Th. mit Talk oder Muscovit, und noch primäre Glas- und Picotiteinschlüsse aufweisend. Accessorisch: Korund und Spinell. Secundär: Calcit, Hornblende und Epidot, ausser dem erwähnten Chlorit und den Gemengtheilen der Pseudomorphosen.

Die bis centimetergrossen hellbläulichgrauen Variolen bestehen aus denselben Gemengtheilen wie die Grundmasse, mit Ausnahme der nur sporadisch oder gar nicht vorkommenden braunen Körnchen. Radialstrahlige Structur ist selten, dagegen häufig eine durch verschiedene Färbung sich besonders makroskopisch bemerkbar machende zonale Structur (bis fünf Zonen). Dabei lassen charakteristischerweise die inneren vier Zonen in verschiedener Intensität eine Anhäufung von Pseudokrystalliten erkennen, welche ihrer Entstehung nach entweder mit Mineralsubstanz ausgefüllte Contractionsspältchen darstellen (vergl. dies. Jahrb. 1877. 546) oder, da manche Pseudokrystalliten mit der Basis der Variolen verschmolzen, vielleicht zusammengeflossene Krystallisationshöfe der eng beieinander liegenden, die Pseudokrystalliten umgebenden nadelförmigen Mikrolithen repräsentiren. Diese letzteren zeigen im Präparat zu beiden Seiten der Pseudokrystalliten eine federfahnenähnliche Gruppirung. Die äusserste, breitere, sich scharf abgrenzende, anders gefärbte (schmutziggrüne), zu-

---

[1] Vergl. Chrustschoff: Vorläufige Mittheilung über die von Herrn J. Lopatin an der Steinigen Tunguska gesammelten Gesteine. (Bull. Acad. de Sc. Pétersbourg. Nouv. sér. II (34). p. 193—224. 1892.)

weilen fehlende Zone der Variolen scheint durch die corrodirende Einwirkung der Grundmasse auf die bereits ausgeschiedenen Variolen entstanden zu sein. So wurde z. B. beobachtet, wie zwei biscuitartig verschmolzene Variolen von einer gemeinsamen, nicht zwischen sie eindringenden Hülle umgeben werden. In dieser äussersten Zone sind die braunen Körnchen reichlich vertreten, die Pseudokrystalliten weniger scharf conturirt. — Die Basis der Variolen, welche übrigens nie durch Chlorit verdrängt wird, bleibt beim starken Glühen unverändert, farblos und schwach doppelbrechend, während das Glas der Grundmasse braunroth und undurchsichtig wird. In den Variolen kommen auch Vacuolen und Pseudomorphosen nach Olivin vor. Erstere sind an den Wänden mit einer Substanz ausgekleidet, die der Grundmasse ähnlich oder mit ihr identisch ist.

Ausscheidungsfolge: Korund, Spinell, Olivin, Variolen, die Mikrolithen in den Variolen, die Mikrolithen in der Grundmasse, Glas. Chemische Zusammensetzung der Grundmasse unter I, der Variolen unter II. (Bei Analyse I befindet sich unter den Einzelpositionen ein Druckfehler.)

	I	II
SiO_2	53,75	59,36
TiO_2	0,36	0,26
Al_2O_3	11,20	10,17
Fe_2O_3	12,26	11,51
FeO	0,69	0,84
MnO	0,16	Spuren
CaO	5,72	4,36
MgO	9,11	2,16
K_2O	0,87	2,86
Na_2O	0,76	10,06
Glühverlust	4,91	2,02
	100,19	103,58
Spec. Gew.	2,867	2,684

Die Untersuchungen des Verf. führten ihn unter anderem zu dem Schlusse, dass sich zwei Typen von Varioliten aufstellen lassen. In den Varioliten des 1. Typus schieden sich die Variolen aus dem Magma früher aus als die in ihnen auftretenden Mikrolithen. Charakteristisch ist für sie das Fehlen einer radialfaserigen Structur der Variolen oder die spätere, nach vollendeter Ausscheidung der Variolen erfolgte Herausbildung einer solchen, charakteristisch auch die Gegenwart von Pseudokrystalliten. Die Basis der Varioliten ist verschieden von der Basis der Grundmasse. Beim 2. Typus sind die Variolen typische Sphärokrystalle. Die Ausscheidung der radialstrahlig gelagerten Mikrolithe ging der Bildung der Variolen voraus und war die eigentliche Ursache der Entstehung derselben. Die Basis der Variolen und der Grundmasse kann chemisch identisch sein. — Der Variolit vom Jenissei gehört zum ersten Typus.

Im deutschen Auszug des Verf.'s sind manche Daten unrichtig wiedergegeben. **Doss.**

J. P. Tolmatschow: Biotitgranit vom Flusse Ussuri. (Arbeiten d. Naturf.-Ges. Petersburg. **28**. Protokoll. p. 276—281. 1897. Russisch mit deutschem Auszug.)

Beschreibung eines typischen Biotitgranits, welcher den Berg Krestowaja Gora (Kreuzberg) am Ussuri im östlichen Sibirien (46° 50′ n. Br. und 134° 10′ ö. L. v. Gr.) aufbaut. **Doss.**

---

1. **L. A. Jatschewsky**: Primäre Nephritlagerstätten im Gouvernement Irkutsk. (Verhandl. min. Ges. Petersburg. **35**. Lief. 1. Protokoll. 13—14. 1897. Russisch.)

2. —, Über die Mikrostructur des Nephrits. (Ebenda. 27. Russisch.)

3. **E. O. Romanowsky**: Nephritlagerstätten in Cisbaikalien. (Ebenda. 43—44. Russisch.)

4. **L. A. Jatschewsky**: Über primäre Nephritlagerstätten im Gouvernement Irkutsk. (Ebenda. Lief. 2. Prot. 61—62. 1898. Russisch.)

1. Aus Funden von Geschieben und sehr wenig gerundeten Blöcken von Nephrit schliesst Verf., dass im Flusssystem des Onot und Urik nicht weniger als vier primäre Nephritlagerstätten existiren müssen, desgleichen eine Nephritlagerstätte am Flusse Kitoj (Nebenfluss der Angara). Druckfestigkeit eines untersuchten Nephrites 7759 kg, d. i. höher als beim besten Stahl.

2. Nephrite aus ein und demselben Gebiete besitzen sehr verschiedene Structur. Zwischen Aktinolithschiefer und Nephrit besteht ein genetischer Zusammenhang.

3. Auf Grund noch unveröffentlichter Documente Permikin's (aus den 50er Jahren) kommt Nephrit am Flüsschen Sachanger (Sagan-char), das in den Kitoj mündet, vor.

4. Eine Reihe primärer Nephritlagerstätten (bis 4 m mächtige Lager) treten im Flussgebiet des Urik und des Baches Chara-Sholga, der in den Chorok mündet, auf. Der Nephrit ist ein dynamometamorphes Product von Aktinolithschiefer, welcher ein Glied einer Reihe von stark gestauchten metamorphischen Schiefern repräsentirt. **Doss.**

J. P. Tolmatschow: Der Ural-Rapakiwi und sein Contact mit mitteldevonischem Kalkstein. (Verh. d. min. Ges. Petersburg. **35**. 135—179. 1898. Mit 1 Taf. Mikrophotograph. Russisch mit deutschem Auszug.)

Von den 1878 durch Muschketow[1] im südlichen Ural entdeckten, 1888 durch Tschernischow[2] um einen neuen Fundort bereicherten Ural-

---

[1] Verh. min. Ges. Petersburg. **13**. 196. 1878.
[2] Nachrichten geol. Com. Petersburg. **8**. 121. 1889.

Rapakiwis behandelt Verf. das gangförmige Vorkommen bei der Station Berdiausch der Ufa—Slatouster Eisenbahn (vergl. Guide des excursions du VII Congrès Géol. intern. **3**. 33).

An der Zusammensetzung dieses porphyrartigen Biotit-Amphibolgranits betheiligen sich röthlicher Mikroklinperthit, meist Karlsbader Zwillinge bildend (bis 2 cm), öfters von einer anders gefärbten „Feldspath"-rinde schalenförmig umwachsen, Plagioklas (Andesin oder Oligoklas), Hornblende, primärer und aus Hornblende entstandener secundärer Biotit; accessorisch: Zirkon, Apatit, Magnetit, Ilmenit. Beim Mikroklinperthit wird die typische Gitterstructur oft derart fein, dass sie sich allmählich der Beobachtung entzieht und das Mineral dann das Aussehen eines Orthoklases erlangt. In einem Quarz wurde ein primärer Glaseinschluss beobachtet.

Gegen den Contact hin zeigt das Gestein bereits Anklänge an Mörtelstructur. Risse des Mikroklins sind von Eisenoxyd, einem Quarzkörneraggregat und zuweilen von frischem, neugebildetem, polysynthetischem Plagioklas erfüllt. Hornblende und Biotit sind stark verändert, Titanit stellt sich als neuer Gemengtheil ein, secundär erscheinen auf Gesteinsspältchen Muscovitblättchen.

In der eigentlichen, 10—20 cm breiten Contactzone stellt sich ein feinkörniges, compactes, schwärzlichgraues Gestein mit porphyrartigen grauen Mikroklinausscheidungen ein. Zusammensetzung: Mikroklinperthit, Plagioklas (z. Th. als Neubildung), Quarz, Hornblende, Biotit (gewöhnlich aus Hornblende hervorgegangen), ferner als endogene Contactmineralien: Titanit (meist körnig) und Granat (oft optisch anomal). Die Structur unterscheidet sich von der typisch granitischen des Normalgesteines dadurch, dass der Mikroklinperthit, Plagioklas (seltener) und Quarz selbst (selten) von Quarzkörnern und -stengeln schriftgranitartig durchwachsen sind. Die an den Kalkstein grenzende Contactfläche ist mit einer aus Salitkörnern und Talkblättchen bestehenden schmutzigweissen Kruste bedeckt, welche aus einer nicht tiefgehenden hydrochemischen Veränderung des Contactgesteines hervorgegangen.

Der in 1 Arschin (0,7 m) vom Contact geschlagene Kalkstein ist vollkrystallinisch und mit Silicaten stark durchsetzt. Analyse Worobiow's: SiO_2 7,36, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 2,85, CaO 36,94, MgO 17,72, $Co_2 + H_2O$ 28,38, in HCl unlöslicher Rückstand 6,46; Summe 99,71. U. d. M. beobachtet man Calcitkörner, in geringer Menge Dolomit und als Neubildungen: Vesuvian reichlich in derben Massen, mit auffallend starker Doppelbrechung und lebhaften Polarisationsfarben, fast farbloser Augit (Salit?) in nadelförmigen Kryställchen und Granat (spärlich). Muscovit ist wahrscheinlich secundär und daher nicht zu den eigentlichen Contactmineralien zu rechnen.

Doss.

I. J. **Morozewicz**: Über den lithologischen Aufbau des südrussischen krystallinischen Plateaus in den Grenzen des Mariupoler Kreises. Vorläufiger Bericht. (Bull. Com. géol. Pétersbg. **17**. 133—167. 1898. Russisch mit sehr kurzem franz. Résumé.)

II. J. **Morozewicz**: Geologische Untersuchungen im Mariupoler Kreise. Vorläufiger Bericht. (Ibid. 287—295. 1899. Russisch mit franz. Résumé.)

III. P. **Jeremejeff**: Über Auerbachit und das ihn einschliessende Gestein. (Bull. Acad. sc. Pétersbg. (5.) 7. 89—95. 1897. Russisch.)

I. Die Untersuchungen des Verf.'s beziehen sich auf den in den Flussgebieten der Mokraja Wolnowacha, des Kaltschik und Kalmius (Kreis Mariupol am Asow'schen Meere) belegenen, ca. 10000 □-Werst umfassenden nordöstlichen Winkel des südrussischen krystallinischen Plateaus, welcher sich zwischen Carbon (nördlich) und Tertiär (südlich) einschiebt. Vom geologischen Gesichtspunkte aus ist das Plateau von Mariupol durch Iwanitzky, Oliwjeri, Lewakowsky, Klemm, Gurow, Kontkiewitsch, Sokolow u. A. schon ziemlich ausführlich beschrieben worden. Die bisher z. Th. bestehende petrographische Lücke wird durch den vorläufigen Bericht des Verf.'s, welcher in gedrängter Kürze eine grosse Menge von Beobachtungen bringt, einigermaassen ausgefüllt, wenn auch immerhin gewisse Streitfragen vor der Hand noch völlig offen bleiben.

Im Allgemeinen wird das Gebiet von Gneissen und Graniten beherrscht, im Speciellen zeigt sich aber ein sehr abwechselungreicher lithologischer Aufbau, wodurch der Mariupoler Kreis sich augenfällig in Gegensatz stellt zu dem weiter westlich gelegenen, einen mehr einförmigen Charakter darbietenden Rayon des grossen südrussischen krystallinischen Plateaus. Zahlreiche, meist saigere Gänge von im Vergleich zum Granit und Gneiss mehr basischerer und jüngerer, im Übrigen sehr verschieden zusammengesetzter Eruptivgesteine durchsetzen das Grundgebirge. Im nördlichen Bezirke, an der Grenze palaeozoischer Ablagerungen, kommen schliesslich auch noch andesitische und basaltische Laven vor, begleitet von hier zum ersten Male beobachteten Tuffen. Alle diese krystallinen Gesteine sind in dem bezeichneten Rayon von Tschernosom überlagert, so dass Entblössungen nur in den Flussthälern und Balkas (Hohlwege), selten in der Steppe anzutreffen sind. Sie werden unter 4 Gruppen betrachtet.

1. Urgesteine. Gneisse und Granite herrschen bei weitem vor. Sie sind nach dem Verf. derart eng durch gegenseitige Übergänge (Granitgneisse) miteinander verbunden und bilden der eine im anderen Schlieren und Linsen, dass sie geologisch nicht zu trennen seien und man in ihnen nur Structurvarietäten einer und derselben Gesteinsbildung zu sehen habe. Dies, sowie die beobachtete Wechsellagerung zwischen beiden Gesteinen und endlich der Umstand, dass die Gneisse und Granite des betreffenden Gebietes „aller Wahrscheinlichkeit nach" niemals von älteren Sedimenten bedeckt gewesen seien und demnach, was die Granite betrifft, nicht als Tiefengesteine bezeichnet werden könnten, führen den Verf. dazu, in ihnen primäre Erstarrungselemente der Erdkruste (im Sinne J. Roth's) zu erblicken. [Hiergegen muss erwähnt werden, dass ein Beweis für diese Annahme nicht erbracht worden ist und dass das betreffende

Gebiet nach des Verf.'s eigenen Worten einer sehr intensiven Abrasion unterworfen gewesen (man beachte auch das in Ref. II erwähnte Vorkommen von krystallinischen Schiefern). Ergänzend sei hier darauf hingewiesen, dass Morozewicz auch die Gneisse und Granite Wolhyniens als ein geologisches Ganze und als Erstlingsproducte der Erstarrung bei der Erdkrustenbildung betrachtet, mithin den Ansichten Piatnitzky's (Referat in dies. Heft) in manchen Punkten diametral gegenübersteht.]

Die Gneisse werden vorherrschend durch Biotit-(Augen-)Gneisse, selten durch Hornblendegneisse repräsentirt und verwittern viel leichter als die Granite, die ihrerseits als Biotitgranite, Hornblendebiotitgranite und Hornblendegranite auftreten. Zu diesen Urgesteinen gesellen sich, mit ihnen ein durch Übergänge verbundenes geologisches Ganze bildend, normale und Augit-(Diallag-)Syenite, stark entwickelt am mittleren Laufe des Kaltschik. Die Diallagindividuen erreichen 2—3 cm Länge und 1—1½ cm Breite.

2. Ganggesteine (nicht im Sinne Rosenbusch's, sondern nur zur Bezeichnung der geologischen Lagerungsform). Hierzu gehören: 1. Granitporphyr, im Gebiete des Granits oder Granitgneisses auftretend. 2. Quarzporphyr mit Riebeckit in dünnen Nadeln in der theils sphärolithischen, theils mikropegmatitischen, local auch körnigen Grundmasse (Balka Wali-Tarama bei Janisol), als Gang im Biotitgranit auftretend. 3. Syenitporphyr, häufiger als Granitporphyr, Gänge im Gneiss und Biotitgranit bildend; in einem Vorkommen vielleicht auch Riebeckit. 4. Augitsyenitporphyr mit porphyrischen Ausscheidungen von rothem Feldspath, schwarzem Augit und gelbem Titanit; geht in dichten Syenit über; 30—40 m mächtiger Gang im Granit am unteren Laufe der Mokraja Wolnowacha. 5. Nadeldiorit, dicht, mit seltenen porphyrischen Labradoritausscheidungen. In dunkler Grundmasse dünne Plagioklasprismen, nadelförmige Hornblende, reichlich Ilmenit und Apatit, selten Orthoklas, Quarz, Biotit, monokliner Pyroxen, ferner Zersetzungsproducte. Sehr verbreitet und im Syenit auftretend, am mittleren Laufe des Kaltschik südlich Dorf Tscherdakli. 6. Dioritporphyrit, im Syenit und Granitgneiss auftretend, viel weniger verbreitet als der Nadeldiorit. In der Balka Polkowaja mit panidiomorpher, am Ufer des Kaltschik mit hypidiomorpher Structur; z. Th. sehr apatitreich. 7. Olivinfreier Gabbronorit im Granit bei Wasiljewka am Kalmius, gleicht dem Verf. zufolge den mittelkörnigen Gabbronoriten Wolhyniens. Gemengtheile nach Mengenverhältniss: Labradorit, Hypersthen, Diallag, Orthoklas, Biotit, Magnetit, Apatit. 8. Olivinorthoklasgabbro, schmutziggelbe, seltener dunkelgraue (dann ilmenitreiche) mittel- oder grobkörnige, im Granit und Syenit auftretende Gesteine, ziemlich reich an Olivin und Diallag, neben Labradorit stets auch faserig oder mikroperthitisch struirten Orthoklas enthaltend, der zuweilen den Plagioklas überwiegt und stark mechanisch deformirt ist. Alle Gemengtheile corrodirt. Kleine Partien von Mikropegmatit treten sehr charakteristischerweise als Intersertalmasse zwischen den Hauptgemengtheilen auf. Accessorisch: Hornblende, Biotit, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Zirkon. Olivin und Diallag liefern bei der Zersetzung Serpentin, Chlorit, Hornblende,

Biotit etc. Diese Gesteine treten gangförmig ausschliesslich im Augitsyenit, d. i. in der Peripherie des Syenitmassives auf. Bei der Verwitterung offenbart sich, ähnlich wie bei den dioritischen Gesteinen, eine kugelförmige Absonderung. Nach Zusammensetzung und Mikrostructur, dem Verf. zufolge, lebhaft an manche Labradoritgesteine Wolhyniens (dies. Jahrb. 1899. I. -458-) erinnernd. 9. Diabas und Diabasporphyrit, im Granit, Syenit und Gneiss auftretend, dicht oder feinkörnig; durch Übergänge sind beide Gesteine eng miteinander verbunden. Den porphyrischen Labradorit begleitet in einem Falle basaltische Hornblende. Grundmasse ophitisch, local hypidiomorph. Olivin spärlich oder abwesend; ferner Magnetit, Ilmenit, Apatit, zuweilen Orthoklas.

3. Laven. Die hierher gehörigen Gesteine sind stellenweise sehr bedeutend entwickelt, überdecken nicht selten die benachbarten Ur- und Sedimentgesteine (des Carbons), treten aber auch in Strömen auf, sind an ihrer Oberfläche durch die Ausbildung von Fladenlava charakterisirt und besitzen makro- sowie mikroskopische Fluidalstructur. Ihrem äusseren Habitus nach gleichen sie grösstentheils neovulcanischen Laven, scheinen aber z. Th. höheres Alter zu besitzen. Mancherorts werden sie von Tuffen begleitet. Ihr Verbreitungsbezirk liegt an der Grenze der Carbonformation und des Granitsyenitmassives, am Flusse Mokraja Wolnowacha zwischen den Dörfern Nikolajewka, Stila und Karakuba, sowie weiter südlich im Granitgebiet beim Dorfe Dubowka.

Hierzu gehören: 1. ein bei Nowo-Troitzkoe an der Suchaja Wolnowacha anstehender, säulenförmig abgesonderter, stark zersetzter, gelblichgrauer bis röthlicher Andesitporphyrit (Suldenit), wahrscheinlich mesozoischen Alters. Porphyrisch ausgeschieden: Labradorit und Andesin (innen weiss, aussen roth), sowie Hornblende. Grundmasse: hauptsächlich Plagioklas und Magnetit, selten Quarz, ferner Apatit und Titanit. Der Mikrostructur und dem allgemeinen äusseren Habitus nach eine Mittelstellung zwischen Porphyrit und Hornblendeandesit einnehmend, dem letzteren jedoch mehr genähert. 2. Amphibolandesit, aschgrau, sehr wahrscheinlich neovulcanisch. Wird von Andesittuff um- und z. Th. überlagert. Porphyrische Ausscheidungen: Hornblende, gewöhnlich vorwiegend, sodann meist corrodirter Oligoklas, zuweilen grünlichgelber Augit, selten Quarz. In der Grundmasse: Plagioklas, Sanidin, Magnetit, Augit (selten), Apatit, Titanit. Analyse des augithaltigen Amphibolandesits von der Mokraja Wolnowacha (Augit und Hornblende fast im Gleichgewicht) unter I, des Amphibolandesits von Dubowka (sehr augitarm, quarzreicher) unter II. 3. In der Nähe des Andesits der Mokraja Wolnowacha tritt stromförmig ein Gestein auf, das nach Zusammensetzung, Mikrostructur und äusserem Habitus an manchen Orten Ähnlichkeit mit Melaphyr, an anderen mit einem porösen Feldspathbasalt besitzt, sehr wahrscheinlich aber letzterem zuzuzählen ist, zumal es Einschlüsse oder schlierenförmige Ausscheidungen enthält, welche der Zusammensetzung (Augit porphyrisch, Belonite von Augit, Magnetitkörner, untergeordnet Plagioklasleisten, Basis, nicht wenig Serpentin und Chlorit), sowie der Structur (pilo-

taxitisch) nach Augititen oder manchen Magmabasalten gleichen. Analyse der erwähnten schlierenförmigen Einschlüsse unter III. Zu den Feldspathbasalten sind ferner, obgleich sie Verf. als anamesitähnliche Gesteine überschreibt, zu rechnen die schwarzen, sehr dichten, flachmuschelig brechenden, z. Th. Glasglanz aufweisenden Gesteine von Nikolajewska und Stila, welche Carbonschichten in saigeren Gängen durchbrechen. Zusammensetzung: Glasgetränkter Mikrolithenfilz von Plagioklas und Augit, magnetitreich, grosse einschlussreiche Apatite, porphyrischer Olivin zu Serpentin und Chlorit zersetzt. Analyse des ziemlich zersetzten Gesteins von Stila unter IV. 4. Ein dunkelgraues Gestein von Karakuba am Kalmius enthält porphyrische Labradoritausscheidungen, während die Grundmasse aus Labradoritleisten, nadelförmigen hellgelben Augitmikrolithen, Magnetit, Apatit und wenig Glas besteht. Structur fluidal und pilotaxitisch. Der äussere Habitus, das Fehlen porphyrischer Augite und der hohe Grad der Zersetzung des Gesteins veranlassen den Verf., dasselbe nicht zu den Augitandesiten, sondern zu den Labradoritporphyriten (Typus Weiselbergit) zu stellen.

4. Tuffe. In engem Zusammenhang mit den Andesiten stehen dunkelviolette oder dunkelrothe, dichte, stark zersetzte Tuffe, besonders reichlich entwickelt am linken Ufer der Mokraja Wolnowacha bei der Balka Businnaja.

	I.	II.	III.		IV.
SiO_2	59,94	62,02	44,17		41,96
TiO_2	—	—	2,83		2,87
Al_2O_3	15,52	15,15	11,24		13,65
Fe_2O_3	2,53	2,08	9,97		4,78
FeO	2,00	1,96	6,22		7,53
CaO	6,76	5,52	10,77		9,75
MgO	3,62	3,15	6,55		8,19
K_2O	1,29	1,66	1,97		1,83
Na_2O	4,46	3,18	3,04		2,92
H_2O	3,35	4,57	2,31	$H_2O + Co_2$	6,02
	99,47	99,29	99,07		99,50

II. Das stark abradirte Asow'sche Granit-Gneiss-Plateau wird von zahlreichen NW., seltener NO. verlaufenden, bis 150′ Sprunghöhe erreichenden Verwerfungen durchsetzt. „Gneisse und krystallinische Schiefer“ besitzen nordwestliches, seltener nordöstliches, noch seltener östliches Streichen und gewöhnlich sehr steiles Einfallen. Keine ausgesprochenen Falten, viel eher kleine Horste und Graben. Die nordwestlichen Dislocationslinien sind älter als die nordöstlichen. Bis über 20 Werst verfolgbare und bis zu 50 m mächtige Gänge basischer Gesteine (besonders dioritische und diabasische) durchziehen das Plateau in Richtung der Verwerfungen. Die Gneisse besitzen ihre grösste Entwickelung westlich der Wasserscheide zwischen dem Kalmius und Kaltschik, die Granite östlich davon; Amphibol- und Augitsyenite bedecken 90 □-Werst am unteren Laufe des Kaltschik (im Résumé heisst es: cours „moyen“ de la rivière).

Die Amphibolgranite und Syenite lagern überall unter den Gneissen und Biotitgraniten. Einige Granite sind intrusiv im Gegensatz zu den herrschenden „Urgraniten“ und Granitgneissen. Ein ägirin-, zirkon- und biotithaltiger, in seiner Structur zwischen grobkörnig, porphyrartig und dicht schwankender, augenscheinlich intrusiver Eläolithsyenit verbreitet sich über 10—12 □-Werst am Oberlaufe des östlichen Kaltschik und den Balka Wali-Tarama. Das Gestein ist genetisch an Pyroxenite gebunden. Beide bilden ineinander Schlieren und Linsen und stellen Differenzirungsproducte ein und desselben Magmas dar. Hier wie auch in der Balka Polkowaja besitzen auch Felsit- und Quarzporphyre grosse Verbreitung. Die von Tuffen begleiteten andesitischen und basaltischen Laven (in Strömen, Lakkolithen und Gängen) nehmen im nordöstlichen Winkel des Plateaus zwischen dem Kalmius und der Wolnowacha einen Flächenraum von ungefähr 150 □-Werst ein. Die Porphyrite und Porphyre sind älter als carbonisch.

III. Der in dem unter II. erwähnten Eläolithsyenit, welcher in der bisherigen Literatur als Kieselschiefer figurirte, als Gemengtheil auftretende Ägirin hat nach der Analyse Nikolajew's folgende Zusammensetzung: SiO_2 60,29, Al_2O_3 21,39, Fe_2O_3 3,07, CaO 0,46, MgO Spuren, K_2O Spuren, Na_2O 12,30, Glühverlust 0,67; Summe 98,18. Der in demselben Gestein auftretende Auerbachit wird als Zirkon erkannt, überreich an nadelförmigen Einschlüssen von Aegirin, welche, zu verschiedenen parallelen Strichsystemen vereinigt, einen schalentörmigen Aufbau der Zirkonkrystalle nach P (111), ∞P (110) und ∞P∞ (100) bedingen. Der 1858 durch Hermann im Vergleich zum Zirkon gefundene hohe SiO_2-Gehalt des Auerbachits erfährt durch diese Einschlüsse seine Erklärung. H. 7,5. Die Messungen Kokscharow's (Materialien zur Mineralogie Russlands. 3. 163) weisen darauf hin, dass die Pyramide, welche den Habitus des Auerbachits bedingt, eine Vicinalform zur Grundpyramide des Zirkon ist, welche durch nicht völlige Parallelverwachsung einzelner Individuen hervorgerufen wird. Eben solche vicinale Flächen beobachtete Verf. öfters an Zirkonkrystallen vom Ilméngebirge und den Kyschtymer Seifen (dies. Jahrb. 1898. I. -18- und -436-). Die selten zu beobachtende Zersetzung des Minerals führt zu einer weissen, porösen, unglasirtem Porcellan ähnlichen Masse (H. 6—6,5; sp. G. 4,14876), wobei zuweilen eine äussere Hülle unzersetzt bleibt und perimorphosenähnliche Gebilde entstehen. **Doss.**

W. M. Hutchings: The Contact-Rocks of the Great Whin Sill. (Geol. Mag. London. (4.) **5**. 69—82, 123—131. 1898.)

Verf. beschreibt eingehend die von dem Whin Sill auf eine Reihe verschiedenartiger Nebengesteine ausgeübte Contactmetamorphose und setzt dabei allerdings die Kenntniss der besonders durch die Arbeiten von Topley und Lebour[1] bekannt gewordenen geologischen Verhältnisse und der durch

[1] Quart. Journ. 1877. p. 406 u. f.

Teall's Untersuchung[1] genau festgestellten petrographischen Beschaffenheit dieses kolossalen Lagerganges voraus. Es sei auch hier nur kurz daran erinnert, dass der Whin Sill, in den untercarbonischen Schichten eingedrungen, sowohl das Hangende wie das Liegende metamorphosirt hat und dadurch seine Lagergangnatur unzweideutig documentirt. Seine Mächtigkeit schwankt von 20—150 Fuss, hält sich aber gewöhnlich zwischen 80 und 100 Fuss. Dabei schätzt man seine horizontale Ausdehnung in Northumberland, Durham und Cumberland auf mehr als 100 englische Quadratmeilen, so dass der Whin Sill mit Recht als eines der grossartigsten Beispiele eines Lagerganges gilt[2]. In petrographischer Hinsicht gehört er zu den Hunnediabasen[3].

Verf. erhielt den grössten Theil seines Materiales von E. J. Garwood, der seine geologischen Untersuchungen über den Whin Sill auch demnächst zu veröffentlichen beabsichtigt. Die von dem Lagergang berührten und umgewandelten Sedimentärgesteine sind Schieferthone, Sand- und Kalksteine. Die Untersuchung der Contactmetamorphose ist deswegen von besonderem Interesse, weil die betreffenden Schichten weder vor noch nach der Intrusion des Whin stärkere Veränderungen erfahren haben und somit die Vorgänge sehr rein erkennen lassen. Erschwerend wirkt aber der Umstand, dass, wie bei einem Lagergang natürlich, die Schichten ziemlich parallel der Contactfläche verlaufen und man somit nicht innerhalb derselben Schicht die Vorgänge der Metamorphose in verschiedener Entfernung vom Contacte studiren kann.

Reine Kalksteine sind in der Nähe des Contactes umkrystallisirt. Die Grenze gegen das Eruptivgestein ist im Allgemeinen sehr scharf; entweder ist das letztere in der Nähe des Contactes feinerkörnig; oder aber es entwickelt sich darin ein vom Verf. als „tachylytisch" bezeichnetes Salband. In einzelnen Fällen soll dabei möglicherweise eine Einschmelzung des Kalksteins stattgefunden haben. Doch ist diese Frage nicht mit Sicherheit entschieden.

Thonige Kalksteine liefern als Contactmineralien Granat, Quarz, Augit, Vesuvian, Wollastonit, Epidot, Hornblende, Anorthit, Chlorit und Titanit. Granat ist fast immer vorhanden; die anderen aufgeführten Mineralien sind seltener und treten mehr local auf. Auch hier ist der Verf. geneigt, an einzelnen Stellen eine äusserst schmale Einschmelzungszone anzunehmen, die aber merkwürdigerweise sowohl gegen das Eruptivgestein wie gegen den Kalkstein scharf abgegrenzt sein soll. Interessant ist die Beobachtung, dass bei Rumbling Churn ganze Reihen von kleinen, contactmetamorphen Augitkrystallen auf der Grenzfläche des Whin Sill senkrecht aufsitzen, wie die Zähne einer Säge. Dünne Sandsteinschichten, die mitunter ganz in der Nähe des Contactes mit den Kalksteinen wechsellagern, sind in Quarzite mit etwas neu gebildetem Feldspath umgewandelt, aber

---

[1] Ibid. 1884. p. 640—657; vergl. auch dies. Jahrb. 1885. II. p. 81—88. Ausführl. Ref. von Lossen.

[2] Vergl. auch Suess, Antl. d. Erde. I. 203—204, wo indessen darauf aufmerksam gemacht wird, dass das Niveau des Ganges stark wechselt.

[3] Rosenbusch, Massige Gesteine. III. Aufl. p. 1147.

stets scharf von dem Kalkstein getrennt. Die beschriebenen Einwirkungen gehen bis zu einer Entfernung von 60 Fuss vom Contact. Kleine Augitkrystalle wurden bis zu 40 Fuss Entfernung beobachtet.

Weiche Schieferthone werden mit Annäherung an das Eruptivgestein heller in der Farbe und härter. In der inneren Contactzone gehen sie in sehr harte, compacte, graue oder grünlichgraue Gesteine über, die die ursprüngliche Schieferung mehr oder weniger vollständig verloren und muscheligen Bruch angenommen haben. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt sich, dass diese Gesteine vollständig umkrystallisirt sind. In den reinsten, fast quarzfreien Schieferthonen findet sich statt der zahllosen kleinen, parallel angeordneten Blättchen von weissem Glimmer ein Netzwerk von wesentlich grösseren, unregelmässig gerichteten Blättern desselben Minerals. Zusammen mit diesem entsteht Chlorit, der den normalen Gesteinen vollständig fehlt, und mitunter auch etwas Biotit. In einigen Stücken wurden kleine Flecken oder Knoten von Chlorit und dunklen Körnchen beobachtet. Die Analyse eines solchen, jetzt wesentlich von Chlorit und Muscovit zusammengesetzten Gesteines, das aber noch gut erhaltene Fossilien aufweist, ergab: SiO_2 51,40, Al_2O_3 26,85, nicht getrennte Eisenoxyde als Fe_2O_3 6,15, CaO 0,56, MgO 2,38, K_2O 5,21, Na_2O 1,78, H_2O 6,45, Summe 100,78. Während in diesem Gestein die Flecken die färbenden Bestandtheile des Gesteins enthalten, ist bei einem Gestein von High Force gerade das Gegentheil der Fall. Dort sollen aber die Flecken nur theilweise aus Chlorit bestehen. Ein anderer Theil von ihnen wird von einer vollständig isotropen, hellgrünen Substanz gebildet[1].

Ein Handstück von Winch's Bridge mit 5,71 K_2O, 1,49 Na_2O und 7,40 H_2O (dem Maximum von Alkalien, das in diesen umgewandelten Gesteinen aufgefunden wurde) besteht zum grössten Theil aus einer eigenthümlichen Substanz, die Verf. schon in einer früheren Arbeit[2] aus Granitcontacthöfen beschrieben hat. Sie ist nicht amorph, sondern hat eine „fein punktartige felsitische Polarisation". Diese Substanz ist vielfach von Muscovit in grösseren oder kleineren Blättchen durchwachsen und Verf. nimmt an, dass die ganze Substanz sich bei längerem Anhalten des metamorphosirenden Processes in Muscovit mit etwas Chlorit umgebildet haben würde. [Dem Ref. ist es wahrscheinlicher, dass es sich hier um ein Zersetzungsproduct handelt.] In demselben Gestein sind aus den ursprünglichen Thonschiefernädelchen deutlich grössere Rutilkrystalle entstanden, während die Zirkone unverändert geblieben sind. Auch etwas neu gebildeter Quarz ist vorhanden.

Die Contactmetamorphose der quarzreicheren Schieferthone unterscheidet sich von der der rein thonigen Gesteine nur dadurch, dass in den umgewandelten Gesteinen nicht selten ein mosaikartiges Pflaster von neu gebildetem Quarz auftritt [wie es der Ref., A. Sauer und andere

---

[1] [Ähnliche Substanzen wurden vom Ref. mitunter als Zersetzungsprodukte von Cordierit beobachtet.]

[2] Geol. Mag. 1894. p. 36—46 u. 64—75; vergl. dies. Jahrb. 1895. II. p. 79 Referat von Behrens.

sächsische Landesgeologen wiederholt aus metamorphen Grauwacken und anderen Gesteinen beschrieben haben].

Zusammen mit diesen sandigen Schieferthonen tritt das schon früher von Hutchings[1] untersuchte, Andalusit und Anthophyllit führende Gestein auf, über das man das Behrens'sche Referat in dies. Jahrb. 1896. II. p. 282—283 vergleichen möge, da Verf. hier nur seine früheren Ergebnisse zusammenfasst.

Die kalkigen Schieferthone gehören zu den am stärksten umgewandelten Gebilden. In den zu ihnen gehörigen Gesteinen von Falcon Clints, die jaspisartiges Aussehen und Bruch besitzen, finden sich Granat, Vesuvian und als Einschluss in diesen beiden kleine, tiefgrüne Spinellkryställchen. Der grösste Theil der Gesteine besteht aber aus einer äusserst feinkörnigen Art Grundmasse von Quarz und Plagioklas und scheint den echten Adinolen nahe zu stehen. Einige Male wurde Wollastonit zusammen mit Titanit, Epidot und neu krystallisirtem Calcit beobachtet. Auch treten Knoten oder Flecken auf, die bald von Chlorit gebildet sind, bald von der schon erwähnten hellgelbgrünen, sehr schwach doppelbrechenden oder ganz isotropen Substanz, sowie solche, die Verf. für Cordierit in „einem frühen Entwickelungsstadium" hält[2]. Die Analyse eines solchen Gesteins gab die unter I angeführten Resultate, die eines ähnlichen, aber granat- und vesuvianfreien, dafür aber augitführenden Gesteins die unter II, endlich die eines dritten, dem vorigen ähnlichen, aber hornblendeführenden, in der Nähe des Contactes geschlagenen Gesteins die unter III stehenden Zahlen.

	I	II	III
SiO_2	53,80	50,60	48,20
Al_2O_3	20,25	20,35	17,30
$FeO + Fe_2O_3$ als Fe_2O_3	8,15	8,30	12,50
CaO	3,27	7,75	10,08
MgO	3,02	2,58	2,17
K_2O	2,32	2,39	1,93
Na_2O	6,54	4,36	4,59
$H_2O + CO_2$	2,90	3,80	4,05
Summe	100,25	100,13	100,82

Die Sandsteine sind, wo sie rein sind, mehr oder weniger deutlich in compacte Quarzite umgewandelt. Wo sie dagegen ein thoniges Cement besitzen, da hat dies dieselben Veränderungen erfahren, wie die quarzreichen Schieferthone, nur dass in den Sandsteinen die Menge des neu gebildeten braunen Biotits eine wesentlich grössere ist.

Der zweite Theil der Arbeit beschäftigt sich wesentlich mit der Frage, ob ähnlich wie man es bei uns in Deutschland von verschiedenen Punkten

[1] Geol. Mag. 1895. p. 122—131 u. 163—169: „An interesting Contact-Rocks, with notes on Contact-Metamorphism."

[2] Der Ref. möchte sie nach seinen eigenen Erfahrungen über ähnliche Gesteine eher für Zersetzungsproducte von Cordierit halten.

nachweisen konnte, eine Einwanderung von Natron in die Contactbildungen und daher eine reichliche Neubildung von Albit stattgefunden hat oder nicht. Leider hat Verf. dabei die Kieselsäuremengen nicht verglichen, die ja gleichfalls in den Contactbildungen unserer Diabase vielfach wesentlich grösser als in den normalen Gesteinen sind. In den normalen Gesteinen, die in Berührung mit dem Whin Sill treten, ist nach Hutchings' Untersuchungen die Menge des Natrons ausnahmslos wesentlich geringer als die des Kalis. In den Contactbildungen dagegen, und zwar nicht nur in den umgewandelten Schieferthonen (shales), sondern ebenso in den Sandsteinen und unreinen Kalksteinen ist das Verhältniss zwischen Kali und Natron ein sehr wechselndes; häufig aber überwiegt das Natron das Kali sehr stark. Zahlreiche Alkalibestimmungen und zwei Analysen, die man in der Originalarbeit vergleichen wolle, und denen vom Verf. genaue Gesteinsbeschreibungen beigegeben sind, beweisen das zweifellos. Sehr interessant sind die Alkalibestimmungen von 10 verschiedenen Gesteinsproben, die einem am Whin Sill beginnenden, parallel zur Grenzfläche verlaufenden Schichtsystem entnommen sind. Sie zeigen deutlich, dass die Natronzunahme keineswegs, wie man erwarten sollte, in der Nähe des Contactes am stärksten ist und nach aussen allmählich abnimmt, sondern ganz unregelmässig auftritt, ja, innerhalb ein und derselben Schicht bei gleicher Entfernung vom Contact stark wechselt. So kann vom Contacte aus erst ein K_2O-reiches, dann ein natronreiches, dann wieder ein kali- und wieder ein natronreiches Gestein auftreten. Das aber geht aus Hutchings' schönen Untersuchungen zweifellos hervor, dass wirklich an vielen Stellen eine Einwanderung von Natron stattgefunden hat.

Allgemeine Betrachtungen über Metamorphose beschliessen die Arbeit, die besonders durch den Nachweis interessant ist, dass der Whin Sill z. Th. eine Contactmetamorphose vom Typus der Granit-Contactmetamorphose erzeugt hat, theilweise aber Gebilde hervorgebracht hat, die den Spilositen und Adinolen der deutschen Geologie sehr ähnlich sind und mit diesen auch eine stellenweise unzweifelhafte Vermehrung der Natronmenge gemein haben.

Es wäre wünschenswerth gewesen, dass Verf. wenigstens kurz angeben hätte, worauf seine Bestimmungen der selteneren Mineralien beruhen.

Wilhelm Salomon.

C. St. Arnaud Coles: An Exposure of Quarzite and Syenitic Rock near Martley, Worcestershire. (Geol. Mag. London. (4.) 5. 304—305. 1898.)

In der Nähe der Ortschaft Martley wurde ein Aufschluss beobachtet, der von den früher von Phillips untersuchten Aufschlüssen derselben Gegend verschieden ist. Ein Buckel eines noch deutliche Gerölle erkennen lassenden Quarzits wird dort im Hangenden von einem quarzführenden Glimmer-Syenit oder -Diorit primär begrenzt. Contactwirkungen sind nicht erkennbar.

Wilhelm Salomon.

J. S. Flett: On Scottish Rocks containing Orthite. (Geol. Mag. London. (4.) **5**. 388—392. 1898.)

In Schliffen des Granites von Fell Hill, Creetown, Kirkcudbrightshire (Schottland) wurde Orthit in zahlreichen Schnitten beobachtet. Er tritt gern zusammen mit Epidot und nicht selten in paralleler Verwachsung mit diesem, im Innern der Krystalle auf. Beobachtete Flächen: {001}, {100}, {101}. Optische Orientirung: $b = \mathfrak{b}$; $c : \mathfrak{a} = + 34^0$. Optischer Charakter negativ. Pleochroismus deutlich, aber nicht sehr stark. Zonarstructur häufig klar ausgesprochen. Während der Epidot in der Regel unregelmässige Gestalt hat, zeigt der Orthit fast immer gute Begrenzung in der orthodiagonalen Zone. Nicht selten umschliesst er seinerseits wieder ein nicht sicher bestimmtes, rosa gefärbtes Mineral in paralleler Verwachsung, wahrscheinlich Piemontit.

Auch in einem schon von Heddle in seiner „Geognosy of Orkney“ [1] erwähnten erratischen Biotitgneiss tritt brauner Orthit auf. Der betreffende Block wurde auf der Insel Sanday gefunden und scheint aus Skandinavien zu stammen. **Wilhelm Salomon.**

L. Duparc et E. Ritter: Le minéral de Fer d'Ain-Oudrer (Algérie). (Arch. d. sc. phys. et nat. (4.) **5**. 17 p. 1898.)

Die Erze finden sich längs der Bahn Algier—Constantine in dem ehemals vom Isser durchströmten, jetzt trockenen Thale und bilden bei Ain-Oudrer, wo sie hauptsächlich ausgebeutet werden, eine Reihe linsenförmiger Einlagerungen in metamorphischen Schichten. Obwohl makroskopisch von diesen anscheinend scharf geschieden, zeigt das Mikroskop doch alle Übergänge vom Erz zum Schiefer. Die letzteren sind umkrystallisirte detritische Sedimente, sehr ähnlich den Casanna-Schiefern. Die Gemengtheile sind: Quarz (weit überwiegend), heller Glimmer, etwas Magnetit und Eisenglanz, zahllose Rutilnädelchen, wenig Turmalin und Zirkon. Die Erzgemengtheile sind an den Rändern öfter hydratisirt und bilden langgestreckte Haufwerke, ebenso durchtränken sie in langgestreckten Zügen den Glimmer. Manche Schiefer enthalten auch grosse corrodirte oder zerbrochene Krystalle von Chloritoid, welche zu Bündeln und Blättern gruppirt und nach (001) verzwillingt sind, Doppelbrechung positiv, Auslöschungsschiefe bis zu 20°, sehr starke Dispersion, Pleochroismus zwischen grünlichblau und gelblich. Die Structur aller dieser Gesteine ist vollkommen schieferig, was sich namentlich in der eben angegebenen Vertheilung der Erzgemengtheile und ihrer Zersetzungsproducte (z. B. auch langer Striemen von Leukoxen) zeigt.

Die eigentlichen Erze weichen von den Schiefern nur durch die grössere Menge der eisenhaltigen Minerale ab; Quarz und heller Glimmer sind auch hier u. d. M. stets noch zu erkennen, wechseln aber lagenweise mit den Erzmassen und sind geradezu mit grossen und kleinen Magnetit-

---

[1] Mineralog. Magazine. 1880. p. 127.

krystallen imprägnirt. Neben diesen Gesteinen kommen selten auch Breccien von nussgrossen und kleineren Fragmenten derselben vor, welchen sich Gerölle eruptiver Gesteine und ein eisenschüssiges Cement zugesellen. Diese Breccien scheinen nicht jünger zu sein als die vorgenannten Gesteine, sondern seitlich in dieselben überzugehen, bilden also anscheinend lediglich ein grobkörnigeres detritisches Gestein derselben Art. Die Eruptivgesteine in diesen Breccien sind Mikrogranulit, Kugel- und Felsitporphyr, dazu kommen auch Bruchstücke ihrer Gemengtheile: Orthoklas, Quarz, Plagioklas und Biotit. Charakteristisch für die Erze ist der Mangel an Sulfiden und die Abwesenheit von Apatit; letzteres ist besonders auffallend, da die Analyse der Erze bis zu 1 % Phosphorsäure ergiebt. **O. Mügge.**

L. Finckh: Beiträge zur Kenntniss der Gabbro- und Serpentingesteine von Nordsyrien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **50.** 79—146. 1 Taf. 1898.)

Verf. giebt zunächst auf Grund der Blankenhorn'schen Arbeiten (dies. Jahrb. 1891. II. -127-, -331-; 1892. II. -118-, -120-; 1894. II. -293-) eine Übersicht über die Geologie des westlichen Theiles von Nordsyrien nördlich der Bucht von Dschebele bei 35° 25′ n. Br., in dem die von Blankenhorn gesammelten, der Untersuchung zugänglich gemachten Eruptivgesteine und Serpentine auftreten und bespricht besonders das Casius-Gebirge im N. der Ebene von Lâdkîje, den östlich sich anschliessenden Dschebel el Kusêr, auf den nach S. der Dschebel el ʻAnsêrîje folgt. Nördlich vom unteren Orontes-Thal kommt das Amanus-Gebirge in Betracht, ferner im NO. in der Verlängerung zwischen den beiden Hauptzuflüssen des Sees von Antiochia die westlichen Theile des Kurden-Gebirges im weiteren Sinne, der Kardalar Dagh und das Sarikaja-Gebirge.

Mit Blankenhorn wird angenommen, dass die Eruptionen gegen Schluss der Kreideperiode oder zu Beginn der Eocänepoche stattgefunden haben und z. Th. in dieser fortgedauert haben; nur der „Gabbro" von Antiochia auf dem rechten Ufer des Orontes ist jünger, da er als ausgedehnte Decke noch die mittelpliocänen Ablagerungen der Orontes-Ebene überlagert, jedenfalls aber vor Beginn der Diluvialzeit sich ergoss, da unmittelbar über ihm an den Gehängen der Thäler pleistocäne Schotter folgen.

Verf. unterscheidet:

I. Gabbros und Gabbroserpentine, aus olivinfreiem Gabbro hervorgegangen.
II. Gabbroserpentine, aus Olivingabbro entstanden.
IIIa. Wehrlitserpentine.
IIIb. Lherzolithserpentine.

Der Gabbro von Antiochia — „bei oberflächlicher Betrachtung kann er leicht mit Dolerit verwechselt werden" — ist gewöhnlich mittelkörnig, hypidiomorph körnig struirt, seltener feinkörnig bis dicht und dann

bisweilen porphyrisch durch eine Zwischenklemmungsmasse; er besteht wesentlich aus basischem Plagioklas und Diallag, der oft in Uralit umgewandelt ist (Uralitgabbro). Ausserhalb des Diallag, von ihm büschelförmig ausstrahlend, findet sich oft tremolitähnliche Hornblende, die bisweilen auch im Kern der Uralite auftritt und hier wie dort, wo sie „gewandert“ ist, als „Product der Umlagerung des Uralit“ bezeichnet wird. Eine stark mechanisch veränderte Gesteinspartie („Flasergabbro“) wird dem obersten Theil des Eruptionscanales zugerechnet, da zur Erklärung seines Zustandes die Annahme der Einwirkung des Gebirgsdruckes erforderlich ist, ein solcher aber auf ein die Oberfläche bildendes Gestein nicht einwirken kann; ähnliche, aber schwächere Erscheinungen in Gesteinen der Decke selbst werden auf innere Spannungen in dem an der Oberfläche rasch erstarrenden Magma zurückgeführt. Die Hauptrolle bei der Uralitisirung wird circulirenden Lösungen zugeschrieben und Zufuhr von Eisen als unentbehrlich für diesen Vorgang hingestellt; im vorliegenden Fall ist der im Diallag vorhandene Magnetit zum Aufbau des Uralit verwendet worden, der daher magnetitfrei ist, bei der Umlagerung des Uralit in eisenärmeren Tremolit ist das freiwerdende Eisensilicat mit dem Kalksilicat des Plagioklas zu Epidot zusammengetreten.

Bei der Beschreibung der Serpentine ist die Schilderung der Umwandlung von Plagioklas in Serpentin besonders wichtig; dieser Vorgang, der durch Eindringen von Magnesiahydrosilicatlösungen selbst in olivinfreien Gesteinen statt hat, bedingt eine eigenthümliche Structur des Serpentins, die Verf. als Pseudomaschenstructur bezeichnet. Sie unterscheidet sich von der Maschenstructur des Olivinserpentins durch das Fehlen der Erzschnüre, sowie durch das Entstehen der „Felder“ in einem frühen Stadium und die Bildung der „Balken“ im letzten Stadium des Processes. Die Umwandlung beginnt mit der Entwickelung einer undulösen Auslöschung im Plagioklas, die auf die durch die Hydratbildung entstandene Zunahme des Volumens zurückgeführt wird, sodann wird die Zwillingsstreifung verschwommen und es „macht sich eine eigenartige Aufwölbung bemerklich; dabei findet offenbar eine Knickung statt, denn die ursprünglich intacten Feldspathindividuen zerfallen in mehrere Felder und es entsteht dann eine im polarisirten Lichte besonders deutliche Briefcouvertstructur, indem die verschiedenen Theile eine von einander abweichende, optische Orientirung besitzen. Des Weiteren gewahrt man in den Feldern eine schwache Aggregatpolarisation, was nur dadurch zu erklären ist, dass die ursprünglich homogene Feldspathsubstanz sich in ein Haufwerk feinster Partikelchen aufzulösen beginnt.

Über die mineralogische Natur dieser letzteren lässt sich mit Sicherheit nichts sagen, doch deutet die Thatsache, dass im weiteren Verlaufe der Umwandlung kleine grüne Chloritblättchen sich ausscheiden, darauf hin, dass die zuerst entstandenen Zersetzungsproducte ebenfalls Chloritmineralien sein dürften, welche sich aber wohl durch einen höheren Thonerdegehalt auszeichnen; es entsteht also möglicherweise im ersten Stadium ein amesitähnlicher Körper. Infolge der Ausscheidung der winzigen Chlorit-

schüppchen werden die zuvor noch aus einer klaren Substanz bestehenden Partien getrübt und grünlich gefärbt. Wenn, wie dies meist der Fall ist, mehrere solcher Partien bei einander liegen, so sind dieselben durch schmale Zonen, welche zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleiben, getrennt. Es zeigt sich also zunächst ein Maschennetz mit dunkeln Balken und hellen Feldern, welch letztere die beschriebene Briefcouvertstructur zeigen.“ In diesem Stadium bleiben manche Gesteine stehen, bei anderen „bilden sich statt der dunkeln Balken zwischen den einzelnen Feldern hell polarisirende Balken, welche aus Serpentinfasern bestehen. Dabei behalten aber die Felder ihre Textur noch bei. Die Fasern der einzelnen Balken sind nicht, wie bei dem Olivinserpentin, senkrecht zur Längsaxe des Balkens gestellt; im Anfangsstadium sind dieselben vielmehr noch wirr gelagert. Erst in einem weiteren Stadium zeigt sich eine parallele Anordnung dieser Fasern, und zwar einheitlich über grössere Partien, welche immer einige Felder umfassen. Die Felder selbst hellen sich jetzt im polarisirten Lichte nur noch schwach auf oder erscheinen vollkommen isotrop. Nach und nach verschwinden aber auch diese Felder, indem die Serpentinfasern in dieselben eindringen und sie förmlich aufzehren, so dass zuletzt ein parallelfaseriger Serpentin entsteht, in welchem von der ursprünglichen Structur nichts mehr zu sehen ist“ (p. 110, 111).

In manchen Fällen verläuft die Umwandlung noch weiter; der parallelfaserige Serpentin (Metaxit) geht in radialfaserigen Serpentin (Pikrolith) über, aus dem wieder längs präexistirender Spalten, wohl infolge von Zufuhr von Magnesiahydrosilicatlösungen, Metaxit hervorgeht.

Auch bei der Umwandlung des Olivin entstehen zuweilen, wie der Serpentin von Kesab zeigt, Felder, die denen des Pseudomaschennetzes zunächst sehr ähnlich sind, sich aber von ihnen durch ihren in jedem Stadium schaligen Bau unterscheiden: an die zuerst entstehenden Balken setzen sich immer neue Lagen an, bis ein einheitliches Feld entsteht.

Der Diallag geht theils auf dem Umwege über Uralit, theils direct in parallelfaserigen, bastitähnlichen Serpentin über, der schon makroskopisch durch seinen schillernden Glanz und seine blätterigfaserige Beschaffenheit auffällt.

Von den Serpentinen werden folgende Analysen mitgetheilt:

	I.	Ia.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII
SiO^2	28,42	39,47	38,77	39,69	40,54	34,88	35,34	37,07	39,95
Al^2O^3	5,58	7,75	7,19	14,39	3,59	8,08	25,78	1,70	2,87
Fe^2O^3	6,59	9,15	10,21	7,51	5,91	9,42	4,62	8,03	11,55
MgO	22,74	31,59	31,69	25,91	37,20	34,62	20,10	38,12	32,05
CaO	15,73	—	—	Sp.	—	0,56	0,57	—	—
Na^2O	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
H^2O	8,43	11,76	—	—	—	—	—	—	—
CO^2	12,27	—	—	—	—	—	—	—	—
Gl.-V.	—	—	12,24	12,63	13,12	13,40	13,92	14,84	13,40
Summa	99,76	99,72	100,10	100,13	100,36	100,96	100,33	99,76 aa*	99,82

I. Serpentin aus olivinfreiem Gabbro, Antiochia, den Kreideschichten eingelagert. In einer bläulichschwarz gefleckten, schmutzigweissen bis hellgrünen Hauptmasse liegt einsprenglingsartig, in eine bastitähnliche Masse eingelagert, Diallag (p. 105).

Ia. Anal. I nach Abzug des nur als Kluftausfüllung vorhandenen $CaCO^3$.

II. Serpentin aus olivinfreiem Gabbro, Kurden-Gebirge, dem Gestein I sehr ähnlich (p. 107).

III. Serpentin aus Olivin-Gabbro, Kurden-Gebirge, frühes Stadium der Umwandlung (p. 113).

IV. Serpentin aus Olivin-Gabbro, Kurden-Gebirge, fast reiner Serpentin (p. 113).

V. Dunkelgrüner Serpentin aus sehr olivinreichem Gabbro
VI. Weissliche Schliere in dem Gestein V, primär olivinfrei
} von Lâdkîje, den Kreideschichten stockförmig eingelagert; V besteht wesentlich aus typischem Maschenserpentin, VI aus chloritischen Substanzen, aus Plagioklas hervorgegangen; beide enthalten Diallag-Serpentin (p. 119).

VII. Serpentin aus Wehrlit, Lâdkîje, Olivinserpentin mit schillerndem Diallag-Serpentin (p. 125).

VIII. Serpentin aus Lherzolith, Sarikaja-Gebirge, mit Bastit und Granaten (p. 126).

Die Gesteine, aus denen die Serpentine entstanden sind, sind Faciesbildungen der Eruptionsproducte eines Vulcanherdes und somit auf das innigste miteinander verbunden.

Als Contactbildung wird aus der Nähe der die eocänen Schichten durchsetzenden Serpentine westlich von Jailadschik im Kurden-Gebirge ein grobkörniger Fassaitfels beschrieben, wesentlich bestehend aus einem grünen Fassait mit einer deutlichen Absonderung nach (100), der bei der nur mit Spaltungsblättchen ausgeführten Analyse auffallend viel Al^2O^3 ergab: SiO^2 48,72, Al^2O^3 18,50, FeO 3,05, CaO 20,89, MgO 6,82, Gl.-V. 2,23; Sa. 100,21; berechnet auf $[CaFeSi^2O^6 + 4CaAl^2SiO^6 + 4CaMgSi^2O^6]$ mit einem auf Verunreinigung zurückzuführenden Überschuss an SiO^2. Der Fassaitfels geht stellenweise in Pikrolith über.

Verf. kommt schliesslich zu folgender Vorstellung von der Bildung der Serpentine aus den basischen Eruptivgesteinen Nordsyriens:

„Die Serpentinisirung nimmt stets ihren Anfang bei den olivinhaltigen Gesteinen.

Die Umwandlung der Gabbros in Serpentin wird durch die Verdrängung der Bestandtheile des Feldspaths durch das Magnesiahydrosilicat ermöglicht.

Olivinfreie Gabbros wandeln sich nur dann in Serpentin um, wenn Magnesiasilicatlösungen in das Gestein von aussen, d. h. von benachbarten serpentinisirten Olivingesteinen eindringen können.

Der Feldspath geht bei diesem Processe erst in eine pseudophitartige Substanz über, welche sich allmählich durch Verdrängung der chloritischen Mineralien in reinen Serpentin umwandelt.“ Milch.

W. H. Weed and L. V. Pirsson: Geology and Mineral Resources of the Judith Mountains of Montana. (XVIII. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. 1896/97. 3. 437—616. pl. LXIX—LXXXVI. Washington 1898.)

Die Judith Mountains erheben sich auf einer Fläche von etwa 30 : 80 km ca. 2 Breitengrade nordöstlich des Yellowstone National-Parks isolirt etwa 2500′ aus der Hochebene, welche sich von Montana nach Dakota hinüberzieht, und in welcher die als Benton- und Dakota-Formation bezeichneten Kreideschichten herrschen. Nach dem Gebirge zu, das nicht in lang gestreckten Ketten, sondern von unregelmässigem Grundriss aufsteigt, treten kohlenführende Glieder der Kreide (Kootanie-Formation), dann jurassische, carbonische, silurisch-devonische und endlich cambrische Sedimente mit im Grossen concentrischen Umrissen hervor, und umschliessen als Kerne mehrere Intrusivmassen, welche meist auch die zahlreichen, nicht sehr hohen Gipfel des Gebirges bilden. Im SW.-Theil lagert die Kreide bis zum Fusse des Gebirges horizontal, dann aber heben sich die Schichten in demselben Sinn wie die Oberfläche selbst, aber stärker als diese, bis das Einfallen für die cambrischen Schichten etwa 30—40° beträgt. Dabei macht sich vielfach die wechselnde Beschaffenheit des Untergrundes in der Gestaltung und Vegetation des Bodens bemerklich. Diese Erscheinungen wiederholen sich fast um jeden von Intrusivmassen eingenommenen Gipfel, jeder erscheint als ein durch Intrusion porphyrischer Gesteine aufgetriebenes und im Scheitel zersprengtes oder durch Erosion geöffnetes Gewölbe. Die porphyrischen Massen sind dabei hauptsächlich in cambrischen und an der Basis der jurassischen Sedimente (unmittelbar über dem Carbon) eingedrungen, haben diese auch metamorphosirt. In diesem SW.-Theil des Gebirges liegen wesentlich 3 (bis 3 km grosse) Lakkolithe, welche durch die zahlreichen, im Allgemeinen radial vom Gebirge auslaufenden und in den Lakkolithen z. Th. in hufeisenförmigen basins entspringenden creeks aufgeschlossen sind. Im mittleren nordöstlichen Theil des Gebirges ist der Bau im Ganzen complicirter, indessen erscheinen die (hier auch mannigfaltigeren) Eruptivmassen auch hier z. Th. in Lakkolithen, z. Th. in lakkolithähnlichen sehr grossen (am Judith Peak und Red Mt. z. B. 6 : 8 km) Intrusionen, welche ebenfalls unter einer Sedimentdecke erstarrten, aber mit verschiedenen Formationen in Contact kamen.

Unter den Eruptivmassen fehlen vollständig basische Mg-reiche Gesteine, dagegen sind vorhanden granitische, syenitische, dioritische, namentlich auch in natronreichen Typen. Ein als Ägiringranitporphyr bezeichnetes Gestein bildet am Judith Peak eine grosse stock- oder schlotförmige Masse in dem dort herrschenden Quarzporphyr. Es enthält neben ziemlich grossen Einsprenglingen von Quarz (mit einschlussreicheren äusseren Anwachszonen) und Feldspath (hauptsächlich Orthoklas) eine Grundmasse, bestehend aus Mikrolithen von Albit, wenig Anorthoklas, etwas sphärolithisch entglaster Basis und Ägirinnädelchen; die Structur ist mikrogranitisch. An einer der Grenzflächen wird das Gestein dadurch gneissig, dass seine grossen Quarzeinsprenglinge in zahlreiche dünne

Scherben zersprungen und diese parallel der Flussrichtung angeordnet sind. Das verbreitetste intrusive Gestein ist ein Rhyolithporphyr, porphyrisch durch Quarz und Feldspath in einer aus denselben Mineralen gebildeten feinkörnigen Grundmasse. Syenit bildet einen kleinen Intrusivstock am Judith Peak; es ist ein manchen Granitapliten äusserlich ähnelndes Gestein mit wenig Quarz, kleinkörnigem Feldspath zwischen grösseren ziemlich idiomorphen Krystallen und meergrünem Diopsid. Andere Gesteine nähern sich mehr den Monzoniten oder führen nach ihrer Structur zu Syenit- und Dioritporphyren hinüber. Sie enthalten meist ziemlich viel Quarz, aber nur in der Grundmasse, als Einsprenglinge beiderlei Feldspath, in Ägirinaugit übergehenden Diopsid und braune Hornblende, die basischeren nur letztere allein.

In sehr zahlreichen Intrusivlagern und Gängen erscheinen dann in den Judith Mountains namentlich alkalireiche Gesteine. Es sind, zumal bei feinem Korn, grün und fettig aussehende Gesteine vom Habitus der Tinguáite und Tinguáitporphyre, seltener vom Habitus feinkörniger Nephelin- oder, da der Nephelingehalt kaum mehr als accessorisch ist, besser Ägirinsyenitporphyre. Die Lager (meist in Kreideschichten) zeigen öfter Schieferung infolge Parallellagerung sehr dünner Feldspathtafeln parallel zur Flussrichtung; ihr dunkler Gemengtheil ist Ägirinaugit, vielfach mit Ägirinmantel und Diopsidkern, isotrope Massen werden als Analcim oder Sodalith gedeutet. Tinguáitporphyre sind im NO. des Gebirges sehr verbreitet und zwar nur in Gängen und Intrusivlagern. Sie sind z. Th. dicht, z. Th. enthalten sie in einer dichten, makroskopisch grünlichen Grundmasse bis handgrosse, meist aber erheblich kleinere Einsprenglinge von Sanidin (Anorthoklas z. Th.) und Ägirinprismen, die Grundmasse besteht aus kleineren Feldspathen, kleineren Nephelinflecken und einem isotropen Mineral, alle durchspickt von Ägirinnädelchen und Zeolithfilz. Die chemische Analyse (unten) zeigt grosse Übereinstimmung mit dem Tinguáitporphyr der Bearpaw Mts., namentlich auch in dem hohen Kaligehalt, der einen ähnlichen verwandtschaftlichen Zug für die Gesteine dieses Gebietes vorstellt, wie der hohe Na-Gehalt in den südnorwegischen.

Bemerkenswerth erscheint, dass die phonolithischen Gesteine durchaus auf den nördlichen Theil des Gebirges, die Gänge auf die grösseren Intrusivmassen beschränkt sind, während die intrusiven Lager fast ausschliesslich in den schwarzen Schiefern der Benton-Gruppe auftreten. Da es nun bei der grossen Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Lagergänge unwahrscheinlich ist, dass sie zu verschiedenen Zeiten erumpirt sind, zumal zwischen beiden dann die Eruption der grossen, chemisch abweichenden Porphyrmassen liegen würde, da ferner dann nicht einzusehen wäre, weshalb alle Lager in der Kreide, alle Gänge aber im Porphyr liegen, vielmehr zu erwarten wäre, dass die Gänge die den Porphyr umgebenden Sedimente durchsetzen würden, ist Verf. geneigt, anzunehmen, dass während der Abkühlung und Contraction der Haupteruptivmasse sich durch Differentiation ihres noch flüssigen Theiles ein phonolithisches Magma abschied und in die

Contractionsspalten gepresst wurde, dass gleichzeitig durch das Sacken der bedeckenden Sedimente Spalten längs ihren Schichtflächen sich öffneten, welche dem noch flüssigen Theil des Magmas ebenfalls das Eindringen als intrusive Lager erleichterten. — Bemerkenswerth scheint ferner, dass die Beobachtung von Cross im Colorado-Plateau, wonach die Korngrösse in den Lakkolithmassen unabhängig ist von der Tiefe, in welcher die Intrusion erfolgte, auch hier bestätigt wurde, dass dagegen basische Gesteine unter denselben Bedingungen grobkörnig werden, unter welchen saure dicht und felsitisch erstarren.

Die von den Lakkolithen bevorzugten Intrusionshorizonte im Cambrium und an der Basis des Jura sind besonders schiefrig und zerklüftet. Die Form der Lakkolithe ist im Allgemeinen flacher als in den Henry Mts., es finden sich alle Übergänge bis zu ganz flachen Lagern. Die Mächtigkeit der Sedimente beträgt jetzt etwa 3000′, muss aber früher erheblich grösser gewesen sein, Verf. schätzt sie auf etwa noch 5000′, so dass die Intrusionen in Tiefen von 5000—8000′ etwa vor sich gingen. Die Contactwirkungen sind sehr ungleichmässig, im Allgemeinen aber schwach, um so stärker, je unregelmässiger die Form der Intrusivmassen war. Den Vorgang der Intrusion vergleicht Verf. mit der Thätigkeit einer hydraulischen Presse: sobald das eingepresste Magma von einer nicht bis zur Oberfläche reichenden Spalte aus sich zwischen die Schichten eindrängt, nimmt seine hebende Kraft seiner Ausbreitung proportional zu (abgesehen von Reibungswiderständen). Wo die Schichten aufreissen und dem Magma so Gelegenheit zum Eindringen in andere schwache Horizonte gegeben wird, tritt gewissermaassen eine neue Verbreiterung des hydraulischen Stempels ein, welche die Auftreibung weiter erleichtert. Das dünnflüssige Magma wirkt so gewissermaassen wie ein scharfer zwischen die Schichtflächen eingetriebener Keil. Bei der Lakkolithbildung kommen demnach in Frage: Druck des Magmas, seine Viscosität, die Belastung durch Sedimente und deren Widerstand längs den Schichtungsflächen, für die Form der Lakkolithe ausserdem namentlich die Plasticität der Sedimente; chemische Zusammensetzung und Dichte der Magmen haben dagegen nur mittelbaren Einfluss, dadurch z. B., dass saure Magmen keinen festen Erstarrungspunkt haben, sondern langsam zähflüssiger werden, während basische bis zu ihrem niedrigeren Erstarrungspunkt fast gleich leichtflüssig bleiben. Daher sind denn solche basische Laven mehr geneigt zur Bildung von intrusiven Lagern, saure mehr zur Bildung eigentlicher Lakkolithe.

Erzlagerstätten. Um das Jahr 1888 ging in den Judith Mountains ein lebhafter Bergbau auf Silber und namentlich Gold um. Die reicheren Vorkommen liegen auf der Grenze der Porphyre zum Kalk; Gangminerale sind z. Th. Quarz und Flussspath, stellenweise aber fehlen solche

fast ganz und die Gangfüllung besteht dann wesentlich aus verruscheltem thonigen Kalk. Das Gold kommt meist gediegen vor, z. Th. als Tellurgold, aus welchem auch ersteres wohl hervorgegangen ist. Die Menge des Silbers ist gering; Blei- und Kupfererze sind selten. Die Bildung der genannten Gangminerale scheint eine pneumatolytische gewesen zu sein, indem heisse, von tiefer liegenden, noch nicht erkalteten Theilen des Porphyrs ausgehende, namentlich mit Fl beladene Dämpfe längs dem Contact aufstiegen, Kalk und Porphyr auflösten und Quarz, Flussspath und Erze absetzten. Später folgten dann der Contact- (und Verwerfungs-?)Linie die Tagwässer und bewirkten Verwitterung sowohl des Erzes wie der Contactgesteine. Unbedeutendere Erzmassen liegen auch auf Spalten in den Porphyren und längs den Salbändern der phonolithischen Gesteine. Unerheblich sind auch die Goldseifen.

57,63 SiO_2, 17,53 Al_2O_3, 3,46 Fe_2O_3, 1,18 FeO, 0,22 MgO, 1,35 CaO, 5,80 Na_2O, 9,16 K_2O, 3,22 H_2O, 0,23 TiO_2, 0,08 Cl, Spuren von P_2O_5, MnO und Li_2O. Sa. 99,86. **O. Mügge.**

On the Origin of certain Siliceous Rocks. (Journ. of Geol. 6. 1898.)

1. **O. A. Derby:** Notes on Arkansas Novaculite. 366—368.

2. **J. C. Branner:** On the Origin of Novaculites and Related Rocks. 368—371.

1. Derby untersuchte Wetzschiefer von Ouachita und Arkansas (Handelswaare) und fand nach seiner Methode die von Griswold (Ann. rep. geol. surv. Ark. for 1890. III. 128) an Dünnschliffen gemachten Beobachtungen bestätigt. Zerkleinert man das Gestein in einem Porcellan- oder Achatmörser, so wird der grössere Theil leicht zu feinem Pulver zerrieben, welches sich gut abschlämmen lässt. Ein beträchtlicher Theil aber besteht aus grösseren Körnern, welche, obwohl sie aus kleinen Partikelchen zusammengesetzt sind, sich nur schwer pulvern lassen. In einfachen, im polarisirten Licht sicher bestimmbaren Körnern tritt der Quarz nicht sehr häufig auf und der grösste Theil dieser Körner ist nicht deutlich klastisch. Oft sind dieselben in den zusammengesetzten Körnern eingeschlossen, vielfach erscheinen sie klastisch mit anhängender secundärer Kieselsäure. Unverkennbar klastisch sind die zahlreich auftretenden Zirkone sowie die spärlichen Turmalin- und Granatbruchstücke. Die grosse Masse der Kieselsäure ist offenbar secundär.

Was die Entstehungsweise dieser Gesteine angeht, so theilt Derby die Ansicht von Griswold nicht, sondern neigt mehr zu der von Rutley, wonach dieselben aus Kalkstein mit Hornsteineinlagerungen durch Verdrängung des Kalkes durch Kieselsäure entstanden seien.

2. Im Anschluss an die vorstehende Arbeit zählt Branner die verschiedenen Ansichten über die Bildungsweise der Wetzschiefer und verwandter Kieselgesteine (Jaspis, Kieselschiefer etc.) auf. Er selbst ist, gestützt auf seine Beobachtungen in Californien, der Meinung,

dass die weissen Kieselschiefer, Jaspis und Diatomeenlager nur „various phases of the same thing“ sind. **W. Bruhns.**

C. R. van Hise: Metamorphism of Rocks and Rock Flowage. (Amer. Journ. of Sc. **156**. 75—91. 1898.)

Verf. versucht in dem vorliegenden Aufsatz, einem Auszug aus einer grösseren Arbeit desselben Autors, die Ursachen der Gesteinsumwandlung, die bei diesem Vorgang wirkenden Kräfte und die von diesem eingeschlagenen Wege systematisch darzustellen; einige Punkte mögen hier hervorgehoben werden.

Verf. schliesst sich der Ansicht an, dass für eine Mineralumwandlung die Mitwirkung von Wasser unter allen Umständen erforderlich ist; auf Grund der von Barus angestellten Untersuchungen über die Löslichkeit von Glas in überhitztem Wasser sucht er nachzuweisen, dass relativ sehr geringe Mengen von Wasser unter den geeigneten physikalischen Bedingungen genügen, um in kurzer Zeit die vollständige Umkrystallisation eines Gesteins vermitteln zu können.

Es werden zwei Arten der Einwirkung des Gebirgsdruckes unterschieden:

1. alteration under mass static conditions (offenbar ident mit des Ref. Belastungsmetamorphose);

2. alterations under mass dynamic conditions (übereinstimmend mit des Ref. Dislocationsmetamorphose).

Die Umwandlungen bei der ersten Art der Einwirkung bewahren die ursprüngliche Structur und Textur der betroffenen Gesteine lange, können aber bis zu vollständiger Umkrystallisation vorschreiten; die zweite Art der Umwandlung wirkt in verschiedenen Niveaus verschieden. Es wird eine obere zone, zone of fracture, und eine untere, zone of flow, unterschieden; in der oberen wird das Gestein in Stücke zerbrochen, die ihrerseits Veränderungen wie bei der Belastungsmetamorphose unterliegen, in der unteren Zone gehen die ursprünglichen Structuren rasch verloren und es entstehen typische krystalline Schiefer. Während dieser Umwandlung, die sich grösstentheils durch Lösung und Wiederabsatz des gelösten Materiales vollzieht, ist das Gestein, wie auch Rosenbusch annimmt, in jedem Stadium ein fester Körper, der jedoch, ohne seine krystalline Beschaffenheit aufzugeben, sich wie plastisch verhält. Zwischen beiden Zonen befindet sich nach Annahme des Verf.'s eine Mischzone; die zur Gesteinsumbildung erforderliche Kraft ist in der zone of flow viel geringer als in dem tieferen Theile der zone of fracture. **Milch.**

A. Klautzsch: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. (Aus W. Reiss und A. Stübel: Das Hochgebirge von Ecuador. I. 227—294. Taf. VI—VII. 4°. Berlin 1898.)

Dieser Schlussabschnitt der von Reiss und Stübel untersuchten ecuatorianischen West-Cordillere umfasst zwischen 1° 10′—2° 5′ s. Br. u. a., die dem alten Gebirge aufgesetzten Vulcane Chimborazzo, Carihuairazo, Igualata, Llimpi, Casaguala und Sagoatoa. Davon schliessen sich die letzteren zunächst an die in der früheren Arbeit des Verf.'s (dies. Jahrb. 1894. I. -465-) behandelten Gebiete an. Lage und Bau der Vulcane und ihrer meist sedimentären Unterlage werden einleitend nach den Angaben von Stübel, Th. Wolf u. a. kurz geschildert. Die petrographische Untersuchung erstreckte sich auf etwa 2000 Handstücke, die mikroskopische auf etwa $\frac{1}{4}$ derselben.

Die älteren Gesteine liegen meist nur in Geröllform vor, es fanden sich darunter Vertreter folgender Gruppen: Quarzglimmerdiorit (mit Orthoklas, accessorisch auch etwas Turmalin), Quarzaugitdiorit (mit granophyrischer Verwachsung von Quarz und Orthoklas), Diabase und ihnen sehr ähnliche, zugleich etwas porphyrische Gabbros, mikrogranitischer Quarzporphyr, Quarzaugitdioritporphyrit und Dioritporphyrit (mit Turmalin), Enstatit- und Diabasporphyrit, Melaphyre und ein Andalusithornfels.

Unter den jüngeren Gesteinen herrschen wieder Andesite bei weitem vor. Am häufigsten davon sind Pyroxenandesite, von denen die Hypersthenandesite nicht getrennt sind, da dies nach Beobachtungen bloss an Handstücken (die sogar meist nicht einmal vom Anstehenden stammten) nicht angängig war; auch die Abtrennung der Hornblendeandesite erscheint deshalb vielfach willkürlich. Die Structur ist meist deutlich porphyrisch, bei den sogen. Ganglaven vielfach makroskopisch dicht; vitrophyrische Ausbildung namentlich in Bomben, Schlacken etc. Annäherung an trachytische und basaltische Gesteine kommt öfter vor. Die Feldspathe schwanken zwischen Oligoklas und Bytownit, sind meist Labradorit-ähnlich, und zwar weichen Einsprenglinge und Grundmasse darin fast gar nicht von einander ab; zuweilen sind sie opalisirt, bald vollständig, bald zonenweise. Auch die übrigen Gemengtheile sind die gewöhnlichen, ganz vereinzelt erscheint Quarz. Der Pyroxen der Grundmasse ist z. Th. ebenfalls Hypersthen; als Drusenbildung erscheint namentlich auch Hornblende in feinen Nädelchen. Feldspathbasalte sind nur an drei Punkten beobachtet.

O. Mügge.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

J. Böckh und A. Gesell: Die im Betrieb stehenden und im Aufschlusse begriffenen Lagerstätten von Edelmetallen, Erzen, Eisensteinen, Mineralkohlen, Steinsalz und anderen Mineralien auf dem Territorium der Länder der ungarischen Krone. Nach den von den kgl. ungarischen Berghauptmannschaften erhaltenen amtlichen und anderen Daten nach den berghauptmannschaftlichen Bezirken zusammengestellt. Publicationen der kgl. ungarischen geologischen Anstalt. Budapest 1898. 69 p. Mit 1 Karte.

Die Zusammenstellung zeigt den Erzreichthum der Länder der Stephanskrone. Aufgezählt sind die folgenden Mineralien, und bei jedem die sämmtlichen entsprechenden Gruben, Aufschlüsse etc., nach Berghauptmannschaften geordnet:

Gold; Silber; Göldisch-Silber; Gold, Silber und Blei; Kupfer; Kupfer und Blei; Eisenstein; Mangan (Braunstein); Eisenkies; Kobalt und Nickel; Blei; Blei, Kupfer, Eisenstein und Fahlerz; Antimon; Galmey (Zink); Schwefel; Quecksilber; Edelopal; Stein- und Sudsalz; Alunit; Chromeisenerz; Asphalt, Petroleum und Ozokerit (Erdwachs); Erdwachs und Lignit; Steinkohlen; Braunkohle; Lignit; Erdfarben (Ocker). Auf der Karte ist die Verbreitung aller dieser nutzbaren Mineralien im Lande durch verschiedene Farbenbezeichnungen übersichtlich dargestellt.

Max Bauer.

Fr. Beyschlag: Das Manganeisenerzvorkommen der „Lindener Mark" bei Giessen in Oberhessen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 94—96.)

Auf mehr oder minder tief dolomitisirtem Stringocephalenkalk mit sehr unregelmässiger, zerfressener, nur stellenweise scharf vom Hangenden geschiedener Oberfläche liegt ein in die Vertiefungen der Unterlage eingreifendes, bis zu 31 m, durchschnittlich etwa 8 m mächtiges Lager eines mulmigen, manganhaltigen Brauneisenerzes, in dem Nester, Schalen und Knollen mit Psilomelan verwachsenen Pyrolusits sich finden, und welches seinerseits mit scharfer, aber ebenfalls sehr unregelmässiger Grenze überlagert wird von hellröthlichen bis weissen (?) tertiären Thonen. Thonige taube Mittel im Lager, von anscheinend schlauchförmiger, wesentlich horizontaler Gestalt, scheinen fliessendem Wasser ihre Entstehung und Ausfüllung zu verdanken. An secundären Neubildungen im Lager finden sich Pyrolusit, Polianit, Wad und Manganit; am Liegenden local durch nachträgliche Infiltration entstandene Röhrenerze aus Hartmangan im sandartig lockeren Dolomit.

Die Entstehung des Lagers wird vom Verf. mit der Dolomitisirung und der Ablagerung des hangenden Thones in der Weise in Zusammenhang gebracht, dass manganhaltige Wasser über den ursprünglich magnesiahaltigen Kalk flossen, ihn auslaugten, auflösten und in den entstandenen Räumen ihren Erzgehalt niederschlugen, den sie den auf der Oberfläche des seit der Jura- und Kreidezeit bestehenden Festlandes verwitternden Schichten entnahmen, als deren letzte von denselben tertiären Wassern umgelagerte Zersetzungsrückstände die hangenden Thone gedeutet werden.

Beushausen.

Fr. Katzer: Ein eigenthümliches Manganerz des Amazonas-Gebietes. (Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. **46.** Sep.-Abdr. 16 S. 8°. 1 Tafel. 1898.)

Im Amazonas-Gebiete finden sich an sehr zahlreichen Punkten, die sich auf eine Fläche von rund 500 000 qkm vertheilen, offen am Tage

liegende, mehrfach auf secundärer Lagerstätte, meist aber an oder doch in der Nähe von ihrem Ursprungsorte befindliche Knollen eines Manganerzes, dessen Hauptbestandtheil Psilomelan ist. Es sind z. Th. plattige, auf einer Seite nierenförmige, auf der anderen ebene Massen von schaliger Structur, mit glatter Oberfläche und ebenem Bruch, z. Th. traubenförmige, tropfsteinartige und oft absonderlich gestaltete Stücke mit rauh-körniger Oberfläche, fast muschligem Bruch und grösserer Sprödigkeit. Die mineralogische und chemische Untersuchung, deren Einzelergebnisse eingehend geschildert sind, ergab, dass die erstere Varietät ein Baryt-Psilomelan ist, der sehr wahrscheinlich aus einem Gemenge von Psilomelan und Pyrolusit sich zusammensetzt, die zweite dagegen ein durch Sand verunreinigter Psilomelan, der theilweise einen richtigen Mangansandstein darstellt.

Verf. betrachtet das Erz als ein Umwandlungsproduct. In Lösung befindliches Mangan-Bicarbonat wurde durch Oxydation zersetzt, und es entstanden Oxyde. Wenn die Lösungen in Hohlräume einsickerten, bildete sich der mehr oder minder reine Psilomelan, bei Durchtränkung von Sandanhäufungen der Mangansandstein. Der Ursprung des Mangans mag in den weit verbreiteten basischen Gesteinen des Amazonasgebietes zu suchen sein; die Lösung des Carbonats bezw. der Absatz der Manganoxyde dürfte nicht nur durch Niederschlags- und Tagewässer, sondern auch durch warme Quellen verursacht worden sein. Letzteres scheint sicher für den reinen Psilomelan zu gelten, während der Mangansandstein an ehemalige oder gegenwärtige Überschwemmungsgebiete gebunden ist. Seine Entstehung ist eine völlige Analogie der Bildungsweise des Pará-Sandsteins, in dem an Stelle des Psilomelans Hämatit enthalten ist, und der das ehemalige Inundationsgebiet des Amazonas und seiner Nebenflüsse, sowie des Meergestades in der Aequatorialzone Südamerikas einnimmt. — Die Tafel enthält ausser der Ansicht des plattigen Manganerzes in der Oberfläche und im Querschnitt je ein Dünnschliffbild des reinen und des sandsteinartigen Erzes und Vergrösserungen von Sandkörnern aus dem Mangansandstein.

Beushausen.

G. Löfstrand: Gnesta silfvergrufva och Mölnbo zinkgrufva. Nyupptächta malmfyndigheter i Södermanland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **20**. 90—107. Taf. 2—4. 1898.)

An sehr vielen Stellen des mittleren Schwedens sind die Erze an den Kalk und beide zusammen an die Nähe von Eruptivgesteinen gebunden, wenn man die Hälleflinten ebenfalls als solche betrachtet. Die Erzmassen sind Ausscheidungen oder Absätze, deren Entstehung auf den gleichen Ursachen beruht wie die des Kalkes, und eruptive Nachwirkungen, deren Bildung zugleich Aufschluss über diejenige der begleitenden Marmore giebt. Beweise dafür liefern die beiden beschriebenen Zink- und Silbergruben in Södermanland.

In der Silbergrube von Gnesta ist ein serpentinreicher Kalk das Hauptgestein und wird in mehreren Linsen von bauwürdigen Erzmassen,

besonders von silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende durchzogen. Die reichsten Stellen liegen in der zwischen einem Granit und einer porphyrischen Hälleflinta eingeschobenen Linse, und zwar hauptsächlich in der Nähe des Contactes. — Die Zinkgrube bei Mölnbo zeigt ein ähnliches Verhalten, indem sich auch an der Stelle, wo Hälleflintporphyr und Diabasporphyrit den Kalk durchsetzen, die Zinkblende besonders anreichert und eine mehr als 15 m breite Zone bildet. Die Entstehung der Erze und des Marmors wird auf den Hälleflint-artigen Quarzporphyr zurückgeführt. Der Diabas hat dann in geringerem Maasse diese Processe wiederholt, aber bei seinem Eindringen die Erze gepresst und verschoben.

Deecke.

E. Ordoñez: Les filons argentifères de Pachuca (Mexique). (Bull. soc. géol. de France. (3.) 26. 244—258. 1898.)

Der vorliegende Aufsatz ist ein Auszug aus der im Bull. de l'Inst. géol. du Mexique. No. 7, 8 und 9 erschienenen Arbeit des Verfassers: „El Mineral de Pachuca. 1897."

Die Sierra de Pachuca besteht aus jüngeren Eruptivgesteinen: Andesit, Rhyolith, Basalt. Die Andesite (Augit-Andesite), in welchen die Erzgänge auftreten, sind in der Miocänzeit emporgedrungen, die Basalte die zuletzt — nach einer längeren Pause — zu Tage getretenen Eruptivgesteine.

Die Spalten des Gangdistrictes von Pachuca haben alle eine ungefähr ostwestliche Richtung. Von den parallelen Hauptspalten gehen secundäre, weniger wichtige, ab, welche aber höchstens einen Winkel von 30° mit ihnen bilden. Es lassen sich so fünf Gruppen unterscheiden, bestehend je aus einer Hauptspalte mit mehreren kleinen Nebenspalten, nämlich die von Vizcaina, Cristo, San Juan Analco, Santa Gèrtrudis und Polo Norte. Die Mächtigkeit der Gänge überschreitet selten 7 m, ihre Längserstreckung ist verschieden, der von Vizcaina ist auf 16 km, der von Cristo auf 4 km, der von Analco auf 6 km bekannt. Das Nebengestein ist in der Nähe der Gänge durch die Einwirkung SiO_2- und H_2S-haltiger Wässer stärker verändert als an anderen Stellen. Das Ausgehende überragt, besonders wenn viel Quarz vorhanden ist, den Boden manchmal um mehrere Decimeter (creston der mexikanischen Bergleute); Gabelungen treten stellenweise auf.

Was die Natur der Gänge anlangt, so kann man in verticalem Sinne zwei Zonen unterscheiden: die obere Zone der oxydischen Erze, welche Eisenoxyde (oft goldhaltig), reichlich Manganoxyde etc. enthält, und die untere, die der geschwefelten Erze mit den Schwefelverbindungen von Eisen, Blei, Silber etc. Die oxydischen Erze, welche von der Oberfläche aus leicht zugänglich waren und sich leicht bearbeiten liessen, sind früher ausschliesslich abgebaut worden und haben grosse Erträge geliefert. Sie sind heute fast gänzlich erschöpft und die gegenwärtigen Arbeiten bewegen sich alle in tieferen Regionen, wo die geschwefelten Erze auftreten.

Das Hauptgangmineral ist Quarz, z. Th. Amethyst, Calcit tritt nicht sehr häufig und meist als jüngste Bildung auf. Die Schwefelverbindungen

Pyrit, Bleiglanz, Argentit haben sich meist gleichzeitig mit dem Quarz abgeschieden. Eckige Bruchstücke des Nebengesteins finden sich ziemlich häufig in der Gangmasse. Mangan ist gleichfalls sehr verbreitet in den Gängen, je nach dem Ort des Auftretens in verschiedenen chemischen Verbindungen. Ihre Abscheidung ist nach dem ersten Quarzabsatz erfolgt. Baryt in schönen Krystallen fand sich nur in der Mine „Barron".

Pyrit ist sehr häufig, besonders auch in den den Gängen benachbarten Partien des Nebengesteins. In den Gängen selbst findet er sich meist mit Bleiglanz, Argentit, Kupferkies, in einigen reichen Partien mit Stephanit und Polybasit. Blende ist in den gegenwärtig abbaubaren Regionen selten, scheint aber nach der Tiefe zuzunehmen. Gediegen Silber findet sich in allen Tiefen, gediegen Kupfer an einigen Stellen. Rothgültigerz fehlt im Gegensatz zu anderen mexikanischen Minen ganz.

Was die Vertheilung der erzreichen Partien (bonanza) anbetrifft, so lässt sich wegen des Mangels an alten Karten und der Unvollkommenheit der Aufschlüsse noch nicht viel Sicheres sagen. In horizontaler Richtung gruppiren sich die reichen Partien in eine ungefähr NO.—SW., fast normal zu dem Gangsystem streichende Zone, und zwar alterniren die reichen Partien, so dass der Bonanza des einen Ganges gegenüber im benachbarten eine arme Region liegt. In verticaler Richtung lassen sich eine obere und eine untere Zone unterscheiden. Die Form der Bonanzas ist unregelmässig, mehr oder weniger elliptisch, die Dimensionen sind ausserordentlich verschieden. Die grösste Menge tritt in der ersten Zone auf. — Dislocationen sind nicht sehr häufig und meist unbedeutend.

W. Bruhns.

A. G. Leonard: Lead and Zinc Deposits of Iowa. (Iowa Geol. Survey. Des Moines. 6. 13—65. 1897.)

Die Zink- und Bleilagerstätten Iowas liegen in der sogen. „driftless region", am oberen Mississippi, der merkwürdigen, von Gletscher-Ablagerungen freien Insel, in die sich die Staaten Wisconsin, Illinois und Iowa theilen. Das wichtigste Zinkerz Iowas ist der Galmei, von geringerer Bedeutung ist Zinkblende. Das Hauptbleierz ist Bleiglanz, mit dem hin und wieder Weissbleierz vergesellschaftet auftritt. Die Erze sind im Staate Iowa auf den untersilurischen Galena-Kalk beschränkt, der den Trenton-Kalk überlagert und durch das Vorkommen von *Lingula quadrata* und *Receptaculites Oweni* Hall, dem „lead fossil", charakterisirt ist.

Die Erze treten in Spalten auf, von denen die bedeutendsten OW.-streichen, ein zweites Spaltensystem verläuft senkrecht zum ersten, ausserdem kommen auch noch andere vor, die das OW.-System unter verschiedenen Winkeln schneiden, selten aber erzführend sind. Die Spalten, besonders die OW.-streichenden, erweitern sich häufig zu eigenthümlichen Gewölben oder Schloten. Blei- und Zinkerze treten in ein und derselben Spalte, aber selten miteinander vermengt auf. Schwer ist die Frage nach dem Ursprung der Blei- und Zinkerze zu beantworten. Die meisten Be-

obachter sind sich darüber einig, dass die Mineralsalze ursprünglich in den archäischen Gesteinen im Norden enthalten waren, bei deren Zerstörung sie in das silurische Meer gespült wurden; hier wurden sie durch den Schwefelwasserstoff, der sich bei der Fäulniss der Organismen entwickelte, als Schwefelverbindungen niedergeschlagen. Nur ist nicht leicht einzusehen, weswegen die Erzführung nur auf gewisse Regionen des Galena-Kalkes beschränkt ist, während ausserhalb derselben dasselbe Gestein völlig erzfrei ist. Chamberlain glaubt, diese eigenthümlichen Verhältnisse durch die Annahme silurischer Meeresströmungen erklären zu können, welche die Blei- und Zinksalze auf gewisse Districte localisirten. Eine völlig ausreichende Erklärung scheint jedoch noch nicht gefunden zu sein. Die Spalten, in denen sich die Erze concentrirten, stehen mit einer schwachen OW.-streichenden Auffaltung in Verbindung. Die schliessliche Ausfüllung der Spalten mit Erz erklärt Verf. durch Lateralsecretion; unterstützt wird seine Annahme durch den Nachweis, dass der compacte Galena-Kalk bereits geringe Mengen von Zink und Blei enthält. Die Production von Iowa betrug 1895 750000 Pfund Blei und 3000—3500 Tonnen Zink, doch ist zu bemerken, dass sie unter günstigeren Absatzbedingungen leicht auf 8—10000 Tonnen zu steigern wäre. **E. Philippi.**

V. Novarese: I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie. (Boll. Com. Geol. Ital. **29**. 1—36. Taf. 1. 1898.)

Nach einer kurzen Einleitung über das Vorkommen des Graphits, in der merkwürdiger Weise das sibirische ganz übergangen wird, bespricht Verf. die Punkte, an denen in Italien dies Mineral gefunden ist. Abgesehen von unbedeutenden Linsen in Calabrien, bei Carrara und Genova ist der Graphit auf die Gegend von Pinerolo beschränkt. Das Hauptgebiet umfasst das untere Thal der Germanasca und deren östliche Höhen, ferner bilden graphithaltige Gesteine eine schmale Zone am Südgehänge des Sangone-Thales und in den Bergen von Saluzzo. Die abbauwürdigen Stellen liegen alle NW. von Pinerolo. In der Regel ist der Graphit nur in den tiefsten, kleinkörnigen, glimmerarmen Gneissen und in den diese begleitenden conglomeratischen Gesteinen, sowie in den granatführenden Glimmerschiefern enthalten. Diesen sind graphitarme Diorite, Prasinite und andere Felsarten eingelagert, deren Bildungsart noch zweifelhaft ist, während die Gneisse und Schiefer sicher sedimentär sein sollen. Der graphitführende Complex besitzt eine grosse Mächtigkeit und oft eine bedeutende horizontale Verbreitung, aber in der Regel ist das Mineral fein vertheilt, häuft sich indessen an einigen Punkten zu Bänken zusammen, die allmählich in normalen Graphitschiefer übergehen. Nester oder Linsen kommen nicht vor. Meistens liegen die Bänke isolirt, doch treten wohl mehrere gelegentlich zusammen auf, wobei freilich unsicher bleibt, ob dieselben nicht einer einzigen stark gefalteten Lage entsprechen. Ihre Dicke schwankt von wenigen Centimetern bis zu 2 oder 3 m; ausserdem verästelten sie sich in Pseudoapophysen durch Einlagerung von tauben Linsen.

Über das Alter der Schichtenserie ist bisher Genaueres nicht festzustellen; es handelt sich vielleicht um palaeozoische, normale Kohlenbildungen und carbonische Sedimente, die durch Dynamometamorphose eine tiefgreifende Änderung erlitten haben. Der chemischen Zusammensetzung nach wechselt der Graphit nicht wenig infolge von Silicatbeimengungen, ebenso zeigt er mit Salpetersäure betupft vor dem Löthrohre bald ein Aufblättern, bald nicht. Seit 1860 ist das Mineral gewonnen, erst in unregelmässig betriebenen Steinbrüchen, seit 1886 in normalem Bergbau, dessen Production 1896—97 etwa 4000 Tonnen betragen haben mag. Das in den Handel kommende Rohmaterial ist schlechter als alle anderen Sorten und mag höchstens 20—25 Frcs. p. Tonne werth sein; nach dem Reinigen, Mahlen etc. steigert sich der Preis auf 40 Frcs. Im Vergleich zu der Weltproduction verschwindet die italienische Production durchaus. **Deecke.**

Experimentelle Geologie.

S. F. Glinka: Über die Erscheinungen der Veränderung eines Gneisses unter dem Einfluss von Dynamitsprengungen. (Verh. min. Ges. Petersburg. **25.** Lief. 2. Protok. 66—68. 1898. Russisch.)

Präparate eines Gneisses von den Stromschnellen des Dnjepr, dessen Gemengtheile unter dem Einfluss von Dynamitsprengungen zerrissen und gleichsam zu Mineralstaub zermahlen wurden, zeigten u. d. M. folgende Erscheinungen. Der Glimmer ist in der Nähe der Sprengstelle völlig, weiter davon entfernt zum grössten Theile in Wolken von feinstem bräunlichen Staube verwandelt. Der Quarz hat etwas entfernt von der Explosionsstelle, abgesehen vom Zerrissensein, seine Eigenschaften relativ gut bewahrt; nur die wogende Auslöschung offenbart sich mit viel grösserer Intensität als im unberührten Gestein und erweist sich in sägeartig verlaufenden Streifen verschieden. Näher zur Explosionsstelle tritt auch lamellare Zwillingsbildung auf und die Interferenzfarben weisen einen besonderen Farbenstich auf. Die Orthoklaskörner sind z. Th. zu Mineralstaub zertrümmert, wobei secundäre Zwillingsbildung im Innern eines Individuums, sowie partielle Verschiebungen in einzelnen Körnern und sägeartig verlaufende Streifen (ähnlich wie im Quarz) beobachtet wurden. Die kleinen Quarz- und Orthoklaskörnchen sind mosaikartig vertheilt. **Doss.**

Geologische Karten.

Wissenschaftliche Berichte über die Aufnahmearbeiten. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1897 und 1898.)

R. Michael: Blatt Schwochow und Beyersdorf. (1897. LV.)

Die Durchragungszüge der Gegend von Schwochow u. s. w. stellen das östliche Bogenstück, die breite Zone oberdiluvialer Sande südlich

Schwochow das zugehörige Stirnstück eines neuen Endmoränenabschnittes dar. Die Zusammensetzung der Durchragungen ist die gewöhnliche, auch Blockpackung kommt vor. Einige dieser Rücken sind von Keilhack zu den Drumlins gestellt worden. Südlich Beelitz und nördlich Schwochow herrscht Grundmoränenlandschaft; nördlich Bahn setzt die Senke eines alten Seebeckens an. Sehr deutlich markirt sich die Beyersdorfer Endmoräne (z. Th. 10 m Blockpackung, scharfe Trennung von Grundmoränenlandschaft und Sandr durch die Endmoräne, Stauung des Untergrundes u. a. Details). Hinter derselben Ablagerungen eines grossen Staubeckens. Weitere Durchragungszüge (nicht Åsar) leiten von der südlichen zur nördlicheren Etappe der Endmoränen hinüber.

K. Keilhack: Aufnahmen 1898. (1898. CXCII.)

Langenhagen westlich Kolberg in der pommerschen Strand- und Küstenzone. Unter einer Sandnehrung liegt 4 m Torf (nicht Beweis von Landsenkung). An der Küste oberer Geschiebemergel, Unterdiluvium in einigen Durchragungen (z. Th. ein Ås). Südlich angrenzend Gützlaffshagen: zur Küstenebene gehöriges Plateau von oberem Geschiebemergel. Dasselbe ist von NS.- oder OW.-Rinnen zerlegt; erstere wohl durch subglaciale Schmelzwässer gebildet, letztere durch extraglaciale Wässer. Unterdiluviale Durchragungen. Die Thalsande gehören der tiefsten Thalsandstufe an.

Gross-Sabow und Moratz bieten verwickelte Thalbildungsprobleme. In jener Gegend verläuft das ostwestliche pommersche Urstromthal mit 2 Terrassen, daneben noch eine dritte jüngste. Für den Regafluss werden 7 Phasen der Entwickelung unterschieden. Ein åsartiger Rücken besteht nicht aus fluviatilen Bildungen, sondern aus Geschiebemergel. Blatt Gross-Sabow zeigt Drumlinlandschaft.

W. Koert: Blatt Artlenburg. (1898. CXLIII.)

Links der Elbe jüngeres (Thal-)Diluvium und Alluvium (Marsch) in drei parallelen Zonen. Thalsand von dem alten Elbufer zum Geestrande hin in grandigen Sand übergehend. Im Thalsandgebiet ist jetzt die Ilmenau der Hauptwasserlauf; ein früherer Arm lässt sich in torferfüllter Rinne nachweisen. Die zweite Zone ist das Gebiet der Schlickbildungen, in welchen das Wassernetz sehr complicirt wird (Reste ehemaliger Elbarme). Die dritte Zone ist die des Flusssandes, der auf den Schlick getrieben wurde; es ist eine 1100—2500 m breite Übersandungszone. Ihr Zusammenhang mit Deichbrüchen und den dadurch entstandenen „Braken“ ist gut zu verfolgen. Auch die Ilmenau und Neetze haben Übersandungen geliefert. Zuletzt wird ein Phosphoritvorkommen im mittelmiocänen Reinbecker Gestein beschrieben.

G. Müller: Blatt Lüneburg. (1898. CXXXV.)

Der Schildsteingyps und Anhydrit wird zum oberen Zechstein gestellt. Der Gyps des Kalkberges ist von dem des Schildsteins petrographisch verschieden, ebenso die Dolomite resp. Rauchwacken beider

Stellen. Der Kalkberggyps wird als mittlerer Zechstein angesehen. Die Ablagerungen bei Lüneburg sind starken Störungen ausgesetzt gewesen. Helgoland, Stade, Lüneburg und der Arendsee liegen auf einer SO.—NW.-, Oldeslohe-Kalkberg auf einer S.—N.-Linie. Die dolomitischen Kalksteine der Schafweide erwiesen sich als oberer Muschelkalk, auf ihnen lagert Kohlenkeuper. Eine SO.—NW. streichende Verwerfung schneidet dunkle Thone gegen Gypskeuperthone ab; an ihr beginnt das transgredirende Cenoman. Am Zeltberg bringt eine Störung den Emscher neben dem Scaphitenpläner. Wie die triassischen Sedimente die Zechsteinformation wie ein Wall umgeben, werden jene wieder von den Thonen des Miocäns umgürtet. Es sind 2 Horizonte im Obermiocän entwickelt. Mehrere Thonlager, auf Miocän und unter unterem Geschiebemergel, sind vielleicht mit den Lauenburger dunklen Thonen zu parallelisiren. Im Ilmenauthal sind ausgedehnte Thalsandflächen vorhanden. **E. Geinitz.**

G. Müller: Blatt Wartenburg und Mensguth. (1897. LXII.)

Die hinter der Endmoräne an die Rinnen und Becken sich anschliessenden Sande und Thone sind jungglacialen Alters, sie überlagern den oberen Geschiebemergel; zwischen Deckthon und Geschiebemergel häufig eine Sandschicht, ebenfalls jungglacial. In dem „Oberen" Sandgebiet des Blattes Wartenburg finden sich Grand- und Geschiebelehmstreifen, der Grand ist vielfach steil aufgerichtet. Die Blockpackung ist nicht, wie Gottsche meint, das einzige Charakteristicum der Endmoräne; der Grandzug zwischen Mensguth und Dimmern hat endmoränenartigen Charakter. Besprechung der lehmstreifigen Sande, sowie der eigenthümlichen Richtung der Rinnen und Senken.

R. Michael: Blatt Lippehne und Schönow. (1898. CLXXXV.)

Belebtes Landschaftsbild, ein nur von Durchragungen unteren Sandes gelegentlich unterbrochenes Plateau oberen Geschiebemergels, auf der Grenze des kuppigen und ebenen Terrains liegt die Endmoräne (östliche Fortsetzung der Beyersdorfer Endmoräne). Einige scharf markirte Rücken im Sandr sind wohl als durch nachträgliche Erosion herauspräparirte Partien festerer Consistenz aufzufassen. Mächtige Kiesberge der Endmoräne zeigten auch untergeordnet unterdiluviales Material in ihrem Bestand; es haben an ein und derselben Stelle Aufpressungen von Granden und Sanden, sowie Neuaufschüttungen stattgefunden. Der Sandr geht in mit Thonmergeln und eingeebneten Geschiebemergelpartien abwechselnde Beckensande über. Die früheren Anzeichen einer viermaligen etappenartigen Unterbrechung des Eisrückzuges werden hier bestätigt. Die fruchtbare Landschaft des Pyritzer Weizackers besteht aus Thonmergeln, Mergelsanden und thonstreifigen Sanden mit stark humoser Rinde, Absätzen eines grossen alten Stausees, jünger als der obere Geschiebemergel. **E. Geinitz.**

Geologische Specialkarte des Grossherzogthums Baden. Herausgegeben von der Grossh. badischen geol. Landesanstalt.

H. Thürach: Blatt Zell am Harmersbach (No. 87).

A. Sauer: Blatt Hornberg-Schiltach (No. 94, 95).

—, Blatt Triberg (No. 100).

Südlich von dem (dies. Jahrb. 1897. II. -91-) besprochenen Blatte Gengenbach und westlich vom Blatte Oberwolfach-Schenkenzell (dies. Jahrb. 1897. II. -96-) liegt das Kartenblatt Zell am Harmersbach im mittleren Schwarzwalde im Wesentlichen östlich der Kinzig und besteht hauptsächlich aus thälerreichem Grundgebirge; vom Deckgebirge des Buntsandsteines reichen im NO. Ausläufer des Kniebisstockes und isolirte Deckenreste im O. auf das Gebiet des Blattes.

Das Grundgebirge zeigt die bekannte Höhenstufe der Abrasionsfläche in Höhen von 600—750 m infolge weitgehender Erosion nur noch in der Nähe der Buntsandsteinbedeckung, die im höchsten Punkte bis 933,6 m sich erhebt. Das Grundgebirge gliedert sich in die grossen Abtheilungen der Rench- und Schapbach-Gneisse mit grosser und die Kinzigit-Gneisse, Modificationen der Rench-Gneisse, mit geringerer Verbreitung.

An der Grenze der Rench- und Schapbach-Gneisse ist völlig concordante Begrenzung und Wechsellagerung und nirgends ist im Rench-Gneisse ein gangförmiges Durchsetzen des Schapbach-Gneisses nachzuweisen. Die Mächtigkeit beider Gesteine ist sehr wechselnd und häufig ist linsenförmige Gestaltung derselben.

Von Eruptivgesteinen treten ein Turmalingranit als stockförmige Masse und Fortsetzung des Granitstockes von Blatt Gengenbach, sowie zahlreiche Gänge von Ganggraniten im nordwestlichen Theile und Quarzglimmersyenite in Stock- und Gangform im SO. häufig auf.

Das Deckgebirge, mit wenig mächtigem Rothliegenden beginnend, setzt sich aus unterem und mittlerem Buntsandstein zusammen.

Die Quartärbildungen gliedern sich in ältere diluviale Geschiebe, darüber Lehme und Löss und in jüngere diluviale Aufschüttungen.

Die Tektonik der Gneisse und der Eruptivgesteinsgänge entspricht grösstentheils der Hauptrichtung (SW.—NO.) des Schwarzwald-Grundgebirges. Die Erzgänge, edle Quarzgänge mit SW.—NO.-Streichen und Barytgänge mit Kupfer- und Bleierzen und meist NW.—SO.-Streichen sind schon durch Vogelgesang bekannt geworden. Ein bodenkundlich-technischer Theil mit Angaben von Mitteln zur Bodenverbesserung und über technische Verwerthung der Gesteine bilden den Schluss.

Südlich von Blatt Oberwolfach-Schenkenzell (dies. Jahrb. 1897. II. -96-) liegt Blatt Hornberg-Schiltach (No. 94, 95) und südlich davon Blatt Triberg, das soeben erschien und mit dem ersteren zusammen besprochen werden soll. Das erstere Blatt gehört dem mittleren Kinzig-Gebiete an, das zweite enthält das Quell-Gebiet der Gutach, Schiltach zum Kinzig-Rhein-Thal und der Brigach und Breg zur Donau; aber zwischen der Gliederung und Vertheilung des Wassernetzes, sowie der Lage der Wasserscheiden und dem geologischen Aufbau und tektonischen Linien bestehen keine all-

gemeinen Zusammenhänge, indem die Thäler reine Erosionsthäler sind, aur deren Orientirung der Gebirgsbau nur local von Einfluss war.

Der Hauptantheil der Zusammensetzung beider Gebiete kommt dem Grundgebirge zu und nur in den östlichen Theilen treten zusammenhängende Massen über jenem und orographisch sehr auffallend auf; seine Mächtigkeit ist aber schon geringer geworden gegenüber den Vorkommen auf der Nordseite der Kinzig.

Das Grundgebirge setzt sich aus Gneissen, die aber beschränkter sind, und einer viel allgemeiner verbreiteten Granitformation zusammen.

Auf das Blatt Triberg reichen nur einige Zonen von Rench-Gneiss im S. des Blattes, während auf Blatt Hornberg-Schiltach Rench-Gneisse, Kinzigit-Gneisse mit mannigfaltigen Einlagerungen und Schapbach-Gneisse, besonders im NW., entwickelt sind.

Den Hauptantheil aber auf beiden Blättern nimmt an der geologischen Zusammensetzung das sogen. Mittelschwarzwälder oder Triberg-Hornberger Granitmassiv, das aus dem Quellgebiet der Donau bis in jenes der Kinzig reicht. Die Mannigfaltigkeit aller mit dem Granit verbundenen Eruptivgesteine ist eine recht grosse; sie gehören aber zu einem gemeinsamen Eruptionsherd, der durch Spaltungen und Randfacies sich differenzirte. Die Gesteine werden unterschieden auf dem Blatte Hornberg-Schiltach in enger Übereinstimmung mit Blatt Oberwolfach-Schenkenzell in Hauptgranite und Syenite als Randfacies oder gangstockförmige Massen, ferner in gangförmige Eruptivgesteine (Granitit, Syenite, Granitporphyr und Granophyr). Auf Blatt Triberg fehlen die Syenite und es treten unter den Ganggesteinen noch Glimmerporphyrite und Kersantit auf.

Das Deckgebirge beginnt unten auf der Abrasionsfläche mit dem Rothliegenden, das mit seinen drei Abtheilungen in den östlichen Theilen unter dem Buntsandstein vertreten ist, der es über einer Abrasionsfläche überlagert.

Der nördlich der Kinzig noch vorhandene untere Buntsandstein fehlt südlich derselben und nur vom Hauptbuntsandstein an ist Buntsandstein bis in den tieferen Theil des oberen Buntsandstein entwickelt.

Das einzige Vorkommen eines Basaltes im mittleren und nördlichen Schwarzwald ist ein Basaltschlot bei Oberhauenstein auf Blatt Triberg.

Die Tektonik des Grundgebirges auf Blatt Hornberg Schiltach wird mit wenig Abweichungen von den Leitlinien in SW.—NO.-Richtung beherrscht sowohl im Streichen der Gneisse, wie im Auftreten der Eruptivgesteinsgänge und der Orientirung der syenitischen Gangstöcke. Auch eine weitgehende Zerklüftung folgt der Richtung SW.—NO., während die Erzgänge und zahlreiche Barytgänge als Querspaltenfüllungen die Streichrichtung SO.—NW. besitzen.

Eine sehr beträchtliche Verwerfung mit dem Verschiebungsbetrag von 260 m verläuft im O. des Blattes bei Schramberg; nach N. keilt sie aus, nach SO. aber treffen wir sie noch weiter auf Blatt Königsfeld.

Auch auf Blatt Triberg folgen die Spalten, Gänge (über 200), Quetschzonen und Verwerfungen hauptsächlich der Richtung SW.—NO. (Hauptrichtung) und NW.—SO.; häufig ist auch seine N.—S.-Richtung.

Die grösste Verwerfung streicht vom Kesselberge südöstlich von Triberg 10 km weit nach NW. und der östliche Theil ist an ihr gesunken. Längs der Spalte selbst ist starke Verkieselung eingetreten.

Die quartären Bildungen bestehen aus älteren Flussschottern und Lehmen, Blockanhäufungen und Blockwällen (Triberg), Torfmoore, Gehängeschutt, Schuttkegel und Flussanschwemmungen.

Im bodenkundlich-technischen Theile werden die Bodenverhältnisse in land- und forstwirthschaftlicher Hinsicht, Bodenmelioration, Bausteine und Quellen behandelt.

G. Steinmann: Blatt Hartheim-Ehrenstetten (No. 115, 116). 1897.

Das Kartenblatt Hartheim-Ehrenstetten ist im SW. von Freiburg gelegen und umfasst ebensowohl die Rheinebene bis hinaus an den Rhein, einen kleineren Theil des Grundgebirges im SO. des Blattes, wie die die Vorberge zusammensetzenden Schollen von mesozoischen und tertiären Bildungen längs der Rheinthalspalten, die besonders die Tektonik dieses Gebietes zu einem interessanten Gegenstande machen.

Eine isolirte Bergerhebung bis über 100 m tritt in der Rheinebene als ein Wiederauftauchen der Vorbergzone am Nordrande des Blattes heraus und trägt eine Lössdecke auf dem nach O. gerichteten Abfalle.

Das Grundgebirge besteht vorwiegend aus Gneiss, hauptsächlich zur Gruppe der Rench-Gneisse gehörig, mit Einlagerungen, auch granitische Gänge treten sehr zahlreich auf, während Minette und Quarzporphyrgänge nur unbedeutend vorkommen.

Eine Varietät des Rench-Gneisses ist als Cordieritgneiss entwickelt. Einlagerungen bestehen aus granitischen, dioritischen und granulitartigen Gesteinen, Amphiboliten, Quarziten und Graphitoidschiefern. Der ebenfalls vorkommende Schapbach-Gneiss bildet schmale Zonen und hat nur geringen Antheil an der geologischen Zusammensetzung; die Abgrenzung begegnet daher auch sehr grossen Schwierigkeiten.

Die sedimentären Formationen beginnen hier mit dem mittleren Buntsandstein, bilden aber nur sehr schmale Zonen an der Westseite der Haupt-Schwarzwaldverwerfung. Der Muschelkalk ist zwar durch alle drei Abtheilungen vertreten, ist aber nur an zwei Punkten im NO. und S. des Schönbergs in grösseren Arealen anstehend. Vom Keuper sind nur die untere und mittlere Abtheilung nachgewiesen in vorwiegend thoniger Beschaffenheit. Der obere Keuper fehlt, aber in concordanter Lagerung folgt der untere Lias über dem mittleren Keuper und diese Schichtfolge reicht geschlossen bis in die älteren Zonen des weissen Jura. Der obere Dogger (ε z. Th.) ist aus 90—100 m mächtigen Kalkmassen gebildet, die aus Oolithen bestehen und als Hauptrogenstein bezeichnet werden und eine sehr grosse Verbreitung haben. Über ihnen folgen die *Varians-* und *Ferrugineus-*Schichten. Der Malm ist nur am Schönberg und nur bis zum Oxfordthon oder Korallenkalk vertreten.

Kreide ist wohl nie hier abgelagert worden und zur Tertiärzeit war

hier Festland, dessen Oberfläche aus Malm und Dogger bestand und auf welcher die alttertiären Bohnerzthone entstanden. Marine Absätze finden sich in allgemeiner Verbreitung aus dem Oligocän (Kalkconglomerate, Kalksandsteine, Mergel und Thone).

Während der Zeit des oberen Miocän war im SW. des Schönbergs ein vulcanischer Schlot, der mit zersetzten Tuffbreccien erfüllt ist und ein Analogon der schwäbischen Vulcanembryonen bildet. Auch während der jüngeren Tertiärzeit ist nochmals ein Bohnerzthon entstanden.

Die Quartärformation nimmt mehr als drei Viertel der Fläche des Blattes ein, und besteht aus glacialen Bildungen (Moränen), fluvioglacialen Bildungen (Absätze von Schmelzwassern des Eises), fluviatilen (Schotter, Kies, Sand, Lehm), dejectiven oder Gehängebildungen und endlich aus aeolischen Bildungen (Löss, Lösslehm).

Nach der Bildungszeit werden folgende Altersstufen unterschieden:

a) Ältere diluviale Aufschüttungen mit jüngerem Löss und Lehm, mittlerem Schwarzwald-Schotter, älterem Löss und Lehm, älteren Schwarzwald-Moränen und -Schottern.

Im jüngeren Löss bei Munzingen liegt eine palaeolithische Station.

b) Die jüngeren diluvialen Aufschüttungen, nach der Bildung des jüngeren Löss entstanden, setzen sich aus Rhein-Kiesen, Schwarzwald-Schottern, Kalksteinschottern des Schönbergs, sandig-kiesigen Decklehmen und verschwemmtem Löss und Lehm der Rinnen zusammen.

Die Anschwemmungen im Bereiche der grösseren Wasserläufe sind die jüngsten Bildungen.

Die hervorragendste tektonische Erscheinung ist die Haupt-Schwarzwaldverwerfung, die zwar nicht immer orographisch hervortritt, aber streng das Grundgebirge von der Vorbergsregion scheidet.

Das Grundgebirge ist durch das Streichen NNW.—SSO. beherrscht mit steilem Einfallen in meist östlichen Richtungen. Verwerfungen sind sicher vorhanden, aber schwer nachweisbar. Einige Erzgangvorkommnisse mit SSW.—NNO.-Streichen sind unbedeutend.

Für die Haupt-Schwarzwaldverwerfung wird eine Sprunghöhe von ca. 600 m veranschlagt; aber auch 1000—1200 m wären möglich, vielleicht sogar 1500 m.

In der Vorbergzone ist eine grosse Anzahl von längs- und quergerichteten Verwerfungen vorhanden, aber meist durch Quartär verdeckt. Der Schönberg-Hochfirst-Zug besteht aus zwei Längsschollen, von denen die östliche gegenüber dem Schwarzwalde um 1000—1200 m, die westliche gegenüber der östlichen um 200—300 m gesenkt ist.

Auch die Tuniberg-Zone dürfte im wesentlichen durch Längs- und Querbrüche bedingt sein.

Ein bodenkundlich-technischer Theil über Quellen und Brunnen, technische Verwerthung der Gesteine und Bodenverhältnisse in land- und forstwirthschaftlicher Hinsicht bilden den Schluss. K. Futterer.

K. O. Björlykke: Geologisk kart med beskrifvelse over Kristiania by. Mit einem Resumé in englischer Sprache. (Norges Geol. Undersögelse. No. 25.)

Wie Verf. selbst sagt, kann eine geologische Beschreibung über den Boden der Hauptstadt Norwegens nicht viel Neues enthalten, da es hier um ein Gebiet handelt, das schon von Kjerulf, Brögger und Sars gründlich untersucht worden ist. Die prächtig ausgeführte Karte ist jedoch neu für einen so grossen Maassstab — 1 : 15000 —, neu sind auch die schönen Photographien, welche die Beschreibung illustriren; auch in der Erläuterung selbst kommt hie und da etwas Neues hervor. So werden aus der Etage 4 a α (= *Ogygia*-Schiefer) nebst den schon bekannten *Didymograptus geminus, Climacograptus Scharenbergi* und *Diplograptus teretiusculus* sowohl *Glossograptus* sp. und *Dicellograptus* sp. als lange Äste eines *Didymograptus* sp. erwähnt. In der Etage 4 c α (= *Trinucleus*-Schiefer) ist *Dicranograptus* cf. *Clingani* neu angetroffen.

In einem Postscriptum werden eine Menge Fossilien aus den Thonen der Ziegeleien bei Kristiania aufgezählt. **Anders Hennig.**

R. Nicklès: Feuille de Metz. (Bull. de la Carte géol. No. 63. **10.** 1898/99.)

Verf. giebt einen kurzen Bericht über die Zusammensetzung des Bathonien, Callovien, Oxfordien, Rauracien und Séquanien im westlichen Theile des Blattes Metz und bespricht die hier vorkommenden Dislocationen. **V. Uhlig.**

R. Nicklès: Feuille de Sarrebourg. (Bull. de la Carte géol. No. 63. **10.** 1898/99.)

Verf. bespricht die Zusammensetzung des Keupers, des Rhät, Hettangien, Sinemurien, Charmouthien, Toarcien und Bajocien im französischen Antheil des Blattes Saarburg, berichtet über die Tektonik des Gebietes und den Einfluss der Natur der Schichten auf die Terrainbildung. Endlich beschreibt er gewisse geschiebefreie Lehme mit Körnern von Eisenoxyd, von denen angenommen wird, dass sie durch Entkalkung der *Spinatus*-Schichten entstanden seien. **V. Uhlig.**

Geologie der Alpen.

A. Heim: Geologische Nachlese. **9.** Querprofil durch den Central-Kaukasus, längs der grusinischen Heerstrasse, verglichen mit den Alpen. (Vierteljahrsschr. d. Naturf.-Ges. Zürich. **43.** 25—45. 1898. 1 Taf.)

Bei Gelegenheit der Excursion des VII. internationalen Geologencongresses hat Verf. nach eigenen Beobachtungen und der vorhandenen

Literatur ein vollständiges Querprofil durch den centralen Theil der Kaukasuskette construirt und dasselbe bezüglich Gebirgsbau und Lagerungsverhältnisse mit der ihm so eingehend bekannten Structur der Centralalpen verglichen.

Im ersten Capitel bespricht Verf. die äusseren Formen des Gebirges und bemerkt, dass dasselbe nicht wie die Alpen eine vom Vorland aus schroff aufsteigende Seite zeige, sondern dass beiderseitig sehr flache Abdachungen allmählich gegen die höheren, inneren Gebirgstheile hinanführen. Erst im mittleren Theil zeigt sich der wahre Hochalpen-Typus. Die in den Alpen so allgemein verbreiteten Erosionsformen der Thäler, wo Schluchten und flache Thalböden abwechseln, fehlen hier gänzlich. Fast überall ist das Gefälle gleichförmig und die Seitenthäler münden in gleichem Niveau ins Hauptthal ein, während sie in den Alpen oft, ja gewöhnlich, in einem höheren Niveau einmünden; deshalb fehlen im Kaukasus auch die herrlichen Wasserfälle. Bergseen sind selten und Randseen fehlen gänzlich; somit ist festgestellt, dass der Kaukasus nicht wie die Alpen eine Einsenkung erfahren hat. Wenn auch im Einzelnen die geologischen Localerscheinungen dieselben sind wie in den Alpen, so ist das vollständige Bild eben doch nicht dasselbe, weil gerade die grossen Züge nicht dieselben sind und besonders weil die Vegetationsverhältnisse, welche hauptsächlich das landschaftliche Bild bedingen, ganz andere sind. Wald ist nur in der Randzone vorhanden. Hochwald fehlt gänzlich.

Die stratigraphische und petrographische Zusammensetzung des Gebirges contrastirt hauptsächlich dadurch gegenüber den Alpen, weil in dem Centralmassiv Massen wie die krystallophyllitischen Gesteine fast gänzlich fehlen. Rechte Glimmerschiefer und Gneisse fehlen vollständig. Hingegen treten die palaeozoischen Sedimente, als Thon- und Kalkschiefer entwickelt, in ungeheuerer Ausdehnung auf, auf der Südseite auf einer Breite von fast 50 km und nördlich 1—2 km messend. Lias folgt ohne genaue Grenze, während Trias fehlt. Jura ist auch in anderer Facies entwickelt als in den Alpen, während der Kreide nur wenig Bedeutung zukommt. Hingegen erinnern die tertiären sarmatischen Gebilde schon mehr an Molasseformation.

Was aber am meisten contrastirt, das sind die Eruptivgesteine. Vorerst eine centrale Granitzone, oft von unzähligen basischen Ganggesteinen durchsetzt (Diabase, Diorite, Porphyrite), welche auch in die südliche palaeozoische Sedimentzone eindringen, in der nördlichen aber, sowie in den mesozoischen Sedimenten fehlen. Dann zeigen sich, was in den Alpen ganz fehlt, jüngere Eruptivmassen, als Lavaströme und Tuffe entwickelt, hauptsächlich andesitischer Natur, welche über den mesozoischen Sedimenten sich abgelagert haben. Ihre Entstehung ist sogar jünger als Tertiär und hat sich bis zur Pliocänzeit fortgesetzt, indem einzelne derselben jünger sind als alte Moränen und jünger als die ältere Thalbildung. Mit seinen Vulcanen in der höchsten Zone erinnert der Kaukasus lebhaft an die Anden.

In tektonischer Hinsicht erweist sich der Kaukasus als ein typisches Faltengebirge. Wie in den Alpen fällt den Falten die Hauptrolle zu, während Verwerfungen fast gänzlich fehlen. Doch ist der Faltenwurf im Kaukasus bedeutend einfacher als in den Alpen. Im Kaukasus ist nur ein krystallines Centralmassiv vorhanden, während in den Alpen oft mehrere derselben parallel streichen. Auch die Sedimentmassen weisen einfacheren Bau auf. Sie liegen gefältelt beiderseitig an; nur auf der Südseite fallen sie gegen das Gebirge ein. Im Kaukasus liegt nur eine grosse Auffaltung vor, während die Alpen zahlreiche tiefgehende Falten aufweisen. Liegende und aufeinandergehäufte Falten fehlen gänzlich. Die gebirgsbildende Kraft hat das Gebirge gehoben, aber nicht wie in den Alpen zusammengequetscht; demgemäss sind auch die Erscheinungen der mechanischen Umformung der Gesteine viel weniger ausgeprägt. Nur eine Überschiebungslinie läuft am Fusse des Süd-Kaukasus entlang, zwischen Jura und Tertiär, die Kreide verdeckend.

Vom Jura bis zum Tertiär ist im Kaukasus keine Discordanz sichtbar, somit fällt die Erhebung des Gebirges und dessen Hauptfaltung in die Pliocänzeit. Dieselbe war vollzogen, bevor die Andesitausbrüche stattfanden. Erst die jungpliocänen oder gar altdiluvialen Conglomerate von Bodorno liegen discordant auf den Schichtenköpfen älterer Ablagerungen.

In dieser Beziehung sind die Alpen und der Kaukasus gleich alt oder gleich jung, mit dem Unterschied, dass in den Alpen frühere Faltungen strichweise auftreten und Discordanzen geschaffen haben. Während das Alpengebirge einsank und zur Randseebildung Veranlassung gab, ist im Kaukasus vulcanische Thätigkeit erwacht. Ob wohl deshalb die nachträgliche Einsenkung noch nicht stattfand? **H. Schardt.**

W. Kilian et M. Hovelacque: Examen microscopique de Calcaires alpins. (Bull. soc. géol. de France. (3.) **25**. 638—640. 1897.)

Vorläufige Mittheilung über die mikroskopische Untersuchung verschiedener alpiner Kalke. Subalpine Vorkommnisse: Ein fundamentaler Unterschied zwischen den Calcaires coralligènes des Jura und den Calcaires urgoniens besteht nicht. In beiden kommen Stücke vor, welche reich sind an Fragmenten von Polypen, und andere, in denen die Milioliden überwiegen. Die Orbitulinenschichten bestehen fast ausschliesslich aus Foraminiferen und enthalten viel Kalkalgen. Die senonischen Kalke verschiedener Vorkommen zeichnen sich aus durch den Reichthum an Bryozoen, die Kreide von Hyerges enthält grosse, gut erhaltene Spongien.

Unter den alpinen Kalken (Zone des Briançonnais) lassen sich leicht unterscheiden: a) die triassischen Kalke, welche stark umkrystallisirt sind und aus feinkörnigem Kalkspath mit undeutlichen Spuren von Organismen bestehen; b) die Calcaires à débris des Lias mit viel Fossilresten;

c) die Calcaires blancs des oberen Jura mit viel Foraminiferen, die oft das Centrum von Oolithkörnern bilden; der brecciöse Kalk von Guillerton hat eine sehr feine Grundmasse, welche Radiolarien einschliesst. Die Stücke sind durch eisenschüssigen Thon verbunden. d) Einen abweichenden Typus bilden die schwarzen Kalke von Font-Sanche (Haute-Ubaye), welche viel Foraminiferen enthalten. **W. Bruhns.**

C. Porro: Cenni preliminari ad un rilievo geologico della Catena Orobica dalla Valsassina al M. Venerocolo. (Rend. Ist. Lomb. d. sc. e lett. (2.) **32**. 14 p. 1899.)

Über die Orobischen Alpen südlich des Veltlin, welche aus krystallinen Schiefern, permocarbonischen Conglomeraten und Gliedern der Trias bestehen, fasst Verf. seine Resultate selbst mit folgenden Worten zusammen: „Der Complex der krystallinen Schiefer ist viel älter als die Sedimente und geht nicht in sie über. Beide liegen wahrscheinlich discordant zu einander. Auf längere Strecken werden beide durch Verwerfungen getrennt und durch den von S. wirkenden Gebirgsschub wurden die Sedimente z. Th. unter die Schiefer geschoben und dynamometamorphosirt. Die Conglomerate und Sandsteine unter den Porphyrergüssen haben sehr geringe Ausdehnung und Mächtigkeit im Vergleich zu den ähnlichen Ablagerungen im Hangenden der Porphyre. Letztere stehen im ganzen Gebiete an, werden von Tuffen begleitet und dürften den Ergüssen von Lugano und der Val Trompia gleichalterig sein. Der ganze Complex zwischen den Porphyren und Sandsteinen und dem Muschelkalke gehört dem Servino an und enthält im W. Fossilbänke, im O. vom P. S. Marco bis Venerocolo dagegen nicht.“ Bei der genaueren Kartirung hat sich auch ein etwas anderer Verlauf der Raibler Schichten zwischen Val Brembana und Val Sassina herausgestellt, als Ref. früher nach Variscu angenommen hatte, und schliesslich ergab sich, dass auch weiterhin im Gebirge, nicht nur im Grigna-Gebiet, bedeutende Sprünge die Lagerung beeinflusst haben. **Deecke.**

S. Franchi: Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. (Boll. Com. geol. Ital. **29**. 173—247, 325—482. 1898. 1 Taf. u. Profile.)

Das von Bertrand und seinen Schülern schon längere Zeit für den französischen Theil der Seealpen behauptete mesozoische Alter der Grünschiefer und Dolomite wurde neuerdings durch allerlei Fossilfunde auch für die Cottischen Alpen auf italienischem Gebiete zwischen Maira und Stora immer wahrscheinlicher. In den Dolomiten sind Gyroporellen, in den Kalkschiefern zwischen den Pietre verdi-Lagen Belemniten entdeckt. Selbstverständlich hat diese neue Auffassung der Schichten auch eine vollständige Umgestaltung des tektonischen Bildes zur Folge gehabt. Zahlreiche Anti- und Synklinalen ergaben sich, z. Th. mit gewaltigen Überschiebungen übereinandergreifend, so dass nunmehr der Gebirgsbau der

italienischen Flanke demjenigen der französischen immer mehr conform wird. Eine kleine Kartenskizze (Fig. 31) giebt den Verlauf der Faltenzüge und einiger Verwerfungen wieder. Die Arbeit selbst bringt nach einer Einleitung einen kurzen historischen Überblick über die Frage nach dem Alter der Kalkglimmer- und Grünschiefer; dann werden genauer die einzelnen Fossilvorkommen besprochen. Darauf folgt eine topographische und petrographische Schilderung der Kalke, Dolomite und Kalkglimmerschiefer und deren Faciesbildungen. Ebenso wird das Permocarbon behandelt, dem die unter der Trias liegenden Glimmerschiefer und Gneisse z. Th. zugerechnet werden und bei welchen auch Übergänge von normalen Sedimenten zu den vollständig metamorphen Bildungen nachweisbar sein sollen. Den zweiten Theil der Arbeit erfüllt eine genaue Beschreibung einzelner Profile und Aufschlüsse. Ohne eine grosse topographische Karte kann man diesen Einzelheiten nicht folgen, weshalb eine Wiedergabe hier auch keinen Zweck hat. Ich beschränke mich auf den Inhalt des zusammenfassenden Schlusswortes, das die allgemeiner interessanten Resultate umfasst.

Die Zone der Grünschiefer ist nicht, wie Gastaldi annahm, archäisch oder palaeozoisch, sondern gehört der Trias und einem Theil des Lias an. Alle ihre Gesteine, mit Ausnahme der eigentlichen Grünschiefer, sind nachträglich metamorphosirt und und trugen ursprünglich den Charakter der gleichalterigen Schichten im Briançonnais. Wo die Trias krystallin erscheint, ersetzen bisweilen Quarzite und Tuffmassen die unterste Abtheilung, gehen aber randlich in Sericit- und Glimmerschiefer oder in feldspathführende Schiefer verschiedener Zusammensetzung über, so dass auch diese Gesteine untertriadisch sein müssen. Die übrige, ebenfalls stark wechselnde Trias besitzt über 2000 m Mächtigkeit und kommt in drei Hauptausbildungsformen vor, einer hauptsächlich kalkig-dolomitischen, einer aus Glimmerschiefern bestehenden (Kalkglimmer- und Glimmerschiefer nebst Phylliten) und einer dritten, die aus den beiden ersten gemengt ist. Zwischen der Verme grana und dem Colle Longet, sowie in der Mulde von Acceglio herrschen die Schiefer, im Gebiete zwischen Maira und Dora Riparia gehen die verschiedenen Facies ineinander mit gegenseitigem Ersatze über. In den Ligurischen und einem Theile der Cottischen Alpen ist einerseits eine Annäherung an die Facies des Briançonnais, andererseits an die bei Mondovi vorhandene Ausbildung (facies monregalese) erkennbar. In der vorwiegend kalkigen Facies ist bisher nur der Hauptdolomit sicher bestimmbar gewesen, aber ohne scharfe Grenzen nach oben oder unten. Gyroporellen, Pleurotomarien, Aviculiden und langgestreckte Gastropoden (alles unbestimmbar) kommen hie und da vor. In der Glimmerschieferfacies ist eine sichere Altersbestimmung noch nicht gelungen. Manche der Kalke müssen riffartige Linsen gebildet haben, welche randlich gegen die Glimmerschiefer auskeilen. Grünschiefer und verwandte Gesteine fehlen der Kalkfacies vollständig und erlangen nur in der Schiefergruppe eine beträchtliche Entwickelung. Damit hängt die Armuth der Kalkglimmerschiefer an Versteinerungen zusammen, und diese findet sich ebenso an der Grenze von Trias und Lias wieder, wo diese grünen Gesteine fast aus-

schliesslich herrschen und z. B. am Monte Viso gewaltige Massen bilden. Der Nachweis von unterem Lias ist gelungen, dank dem Vorkommen von Ammoniten und Belemniten, aber die höheren Lagen sind bisher nicht zu gliedern gewesen. Die Grünschiefer sind meistens eruptiv und gleichalterig mit den Schichten, in denen sie zwischengelagert auftreten, also sowohl permocarbonisch als auch mesozoisch. Aber sie sind nicht der Grund der Metamorphose, sondern selbst nachträglich verändert durch Ersatz der primären durch wasserhaltige secundäre Mineralien. Einige dürften als Tuffe aufzufassen sein. Die Umwandlung ist wesentlich mit durch den Einfluss des Wassers erfolgt, und als Neubildungen treten Quarz, Albit nebst anderen sauren Plagioklasen, mehrere alkalireiche Amphibole der Glaukophangruppe, Strahlstein, Asbest, Sismondin, Granat, die Epidotfamilie, farblose Glimmer, Chlorite, Titanit, Turmalin, Lawsonit häufiger auf. Auch ein Theil der Gneisse der permocarbonischen Zone von Pelvo dürfte metamorphosirt sein. Die Eruptivgesteine dieser Periode, wie z. B. Prasinite und Amphibolite, wurden vollständig schieferig sericitisirt und in Gneisse oder Schiefer umgestaltet. Im Süden herrscht fächerförmiger Bau des Gebirgskerns, der gegen Norden sich in getrennte, übergelegte Falten auflöst. Die Axe des Fächers und eine der Falten trennt die beiden Facies der Trias in der Weise, dass die östlichen Flanken die krystalline, die westlichen die normale, bei Briançon verbreitete Ausbildung besitzen. Auf die eigentliche Grünschieferzone legen sich die inneren Falten des Fächers mit wiederholten Überschiebungen. **Deecke.**

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

G. Böhm: Mittheilungen aus dem Aufnahmegebiete des Blattes Kandern. (Mittheil. der Grossh. Bad. Geol. Landesanst. Heidelberg 1898. 3. 4. Heft. 667.)

Verf. konnte gelegentlich der geologischen Aufnahme des Blattes Kandern eine Anzahl neuer und zum Theil unerwarteter Einzelheiten, betreffend die Zusammensetzung und Vertheilung der Jura- und Tertiärbildungen feststellen, von denen einige auszugsweise schon in einer früheren Publication veröffentlicht wurden (dies. Jahrb. 1898. II. -295-). Verf. theilt in der vorliegenden Arbeit seine Beobachtungen in eingehender Form mit. **V. Uhlig.**

H. Benner: Beiträge zur Geologie und Agronomie des Schwabachthales bei Erlangen. Inaug.-Diss. Lehesten. 8°. 38 p. 1 Taf. Profile. 2 Fig. im Text. 1898.

Die vorliegende Arbeit schliesst sich eng an die früher besprochene Dissertation von Gegenberger an (dies. Jahrb. 1899. II. -101-), sie führt

die geologisch-agronomische Untersuchung nach Osten weiter fort. Es treten in dem Gebiete mittlerer Keuper und Diluvialschichten auf. Von ersterem beschreibt Verf. kurz die beiden Stufen des Burgsandsteins und der *Zanclodon*-Letten. Die Diluvialschichten sind früher von Blanckenhorn und Bettinghaus untersucht. Verf. giebt ein Profil durch die von jenen Beiden beschriebene Lehmgrube der Spardorfer Ziegelei. Bezüglich der agronomischen, mechanischen und chemischen Bodenuntersuchungen sei auf die Arbeit selbst verwiesen. **A. Steuer.**

W. Langsdorff: Beiträge zur Kenntniss der Schichtenfolge und Tektonik im nordwestlichen Oberharz. Mit 8 Profilkarten und 1 Übersichtskarte. Clausthal 1898.

Der schon durch mehrere geologische Arbeiten über den Oberharz bekannte, im vorigen Jahre verstorbene Verf. hat sich der mühsamen Aufgabe unterzogen, die Zusammensetzung und Mächtigkeit der Culmschichten in der Gegend zwischen Lautenthal und Altenau an einer Reihe natürlicher und künstlicher Profile durch Messung so genau wie möglich festzustellen. Die Lage dieser im Maassstabe 1 : 2000 wiedergegebenen Profile ist aus der begleitenden Übersichtskarte zu ersehen. Sie zeigen mit verschiedenen Farben den Aufbau der Schichtfolge aus Schiefern, Grauwacken, Grauwackenschiefern und Posidonienschiefern an.

Von der Voraussetzung ausgehend, dass die Aufeinanderfolge und Mächtigkeit der verschiedenen Schichten in allen Profilen wesentlich die gleiche bleibe, stellt nun Verf. ein Normalprofil für das ganze Oberharzer Culm auf und veranschlagt dessen Gesammtmächtigkeit (mit Einschluss des basalen Kieselschiefers) auf 2460 m.

Nach unseren Erfahrungen in anderen Gebieten sandig-conglomeratischer Schichten müssen wir freilich bezweifeln, dass die einzelnen Grauwacken- und Conglomeratbänke wirklich in unveränderter Mächtigkeit über so grosse Flächen fortsetzen, wie Langsdorff voraussetzt. Auch ist nicht anzunehmen, dass ein so stark verworfenes Gebiet, wie das Oberharzer Plateau, von streichenden Verwerfungen frei sein sollte. Solche aber und die dadurch bedingten Schichtenwiederholungen oder Schichtenunterdrückungen hat Verf. überhaupt nicht in Rechnung gezogen. Immerhin bildet die Arbeit einen dankenswerthen Beitrag zur Harzgeologie. **Kayser.**

Jon Simionescu: Über die Geologie des Quellgebietes der Dimbovicioara (Rumänien). (Jahrb. geol. Reichsanst. 1898. **48.** 9—52.)

—, Asupra presenţeĭ callovianului în Carpaţii Românescĭ. (Buletinul Soçietaţii de Sciinţe din Bucuresci. **7.** No. 1. 1898.)

Kürzlich wurde über eine Arbeit von Popovici-Hatzeg über Tithon und Neocom in den Districten Muscel, Dimbovitza und Prahova in Rumänien berichtet. Denselben Bildungen ist auch die vorliegende Arbeit gewidmet,

die sich aber nicht lediglich auf die Stratigraphie beschränkt, sondern auch den geologischen Bau sehr eingehend und mit sehr gründlicher Literatur- und Sachkenntniss behandelt. Nach einem kurzen Vorworte und geschichtlichen Bemerkungen bespricht Verf. die Morphologie der Oberfläche, dann die Stratigraphie und zum Schluss die Tektonik des Gebietes.

Die ältesten sicher nachgewiesenen Sedimentärbildungen gehören der Kelloway-Stufe an, deren Vorkommen sich auf den Berg Gruiul Lupului beschränkt. Zu unterst liegen rothe oder rothbraune Kalke und Crinoidenkalke, an der Basis mit Conglomeraten von Urgebirgsgeröllen und Muschelbreccie. Besonders bezeichnend sind Limonitconcretionen. Darüber liegen dichte, gelbe oder hellgraue, wohlgeschichtete Hornsteinkalke und endlich grobkörnige, röthliche Kalke. Die Unterlage dieser Schichten bilden unmittelbar krystallinische Schiefer, die Beziehungen nach oben, zum Tithon, sind mangels von Aufschlüssen nicht sichergestellt. Die unteren Crinoidenkalke haben hauptsächlich folgende Versteinerungen geliefert: *Sphenodus longidens, Belemnites semihastatus, Phylloceras tortisulcatum* Orb., *Ph.* cf. *ptychoicum* Qu., *Ph. mediterraneum* Neum., *Perisphinctes* sp., *Lima rupicola* Uhl., *Pecten* cf. *subarmatus* Mü., *Astarte* cf. *subterminalis* Uhl., *Terebratula dorsoplicata* Suess, *Waldheimia margarita* Opp., *Rhynchonella penninica* Uhl., *Rh. Zisa* Opp., *Rh.* cf. *contraversa* Opp., *Rh. defluxoides* Uhl. Diese kleine Fauna hat nicht wenig Beziehungen zu der Kelloway-Fauna der pieninischen Klippen und der von Acque Fredde, und da ausserdem auch *Terebratula dorsoplicata,* eine bezeichnende Art des Kelloway, vorhanden ist, desgleichen *Waldheimia margarita* (Vils), so stellt Verf. die vorliegende Fauna in das Kelloway. Auffallend ist das Fehlen der Gastropoden, die in den pieninischen Klippen und bei Acque Fredde in überwiegender Zahl auftreten. Das, soweit bekannt, nächstjüngere Glied ist eine mächtige, ins Neocom hineinreichende, der Hauptmasse nach aber dem Tithon entsprechende Kalkbildung. Nebst dichten, weissen, hellgelben oder hellgrauen Kalken finden sich auch eigenthümliche Kalkconglomerate. Auch die scheinbar dichten Kalke zeigen unter dem Mikroskop Breccienstructur, wie das vielen Tithonkalken eigenthümlich ist; sie enthalten aber ausserdem grössere gerundete Massen von grobem Conglomerat mit kleinen Urgebirgsgeröllen. Verf. schliesst aus der Anordnung dieser Conglomerate und ihrem etwas kieseligen Bindemittel, dass sie nicht ursprünglich, sondern durch nachträgliche Zertrümmerung des Kalksteins entstanden sind. Diese meist massigen Kalke sind bald fossilfrei, bald reich an Versteinerungen, die nur immer schwer aus dem Gestein loszulösen sind. Verf. konnte folgende Arten aus dem Conglomerat von Coculetz bei Rucar bestimmen: *Heterodiceras Luci* Defr., *Itieria Staszyci, Ptygmatis carpathica, Pt. bruntrutana, Pt.* cf. *excavata* Gemm., *Pt.* cf. *pseudobruntrutana* Gemm., *Nerinea Schloenbachi* Gemm., *Chilodonta curta* Zitt., *Cerithium Suessi* Gemm., *Pileolus siculus* Gemm. Am Törzburger Passe wurden folgende Formen gefunden: *Nerinea subscalaris, N. plassenensis* Peters, *Salenia* sp., *Rhabdocidaris* sp., *Pygaster* sp.; aus losem, wahrscheinlich vom Dealu Sassului stammendem Material: *Arca Uhligi* Böhm, *Tylostoma* sp., *Thamnastraea confluens* Qu.,

Thecosmilia cf. *virgulina* Et., *Cyathophora* cf. *tithonica* Ogilvie. Hiezu kommen noch die von Popovici-Hatzeg namhaft gemachten Formen, wie *Lithophagus Beneckei, L. avellana, Lima mistrovitzensis* Böhm, *Nerita chromatica* Zitt., *Pseudomelania Gemmellaroi* Zitt., *Cidaris glandifera* Goldf. Ein mehr cretaceisches Gepräge zeigt die Fauna der Dimbovicioara-Masse, nämlich: *Duvalia* sp., *Requienia* sp., *Rhynchonella* cf. *Astieri* Suess, *Rh. irregularis* Pict., *Rh.* cf. *Gibbsiana* Sow., *Rh.* cf. *lata* Orb., *Terebratula sella* Sow. Mit Ausnahme dieser letzteren Versteinerungen weisen alle anderen auf Tithon; Verf. betrachtet die Hauptmasse des hellen Kalksteins als obertithonisch. Die Fauna lässt, soweit bekannt, mehr Beziehungen zu Inwald als zu Stramberg hervortreten. Die Kalksteine aus dem Gebiete der Dimbovicioara dürften aber nicht nur das Tithon, sondern auch untere Kreide umfassen, und Verf. bestätigt die Aussage des Ref. über den Übergang des oberjurassischen Korallenkalkes in den neocomen Caprotinenkalk in den Ostkarpathen.

Das Neocom ist an der Dimbovicioara nur in der Umgebung des Dorfes Năsipurile ausgebildet. Man ist zuerst durch Herbich's Beschreibung auf den Versteinerungsreichthum dieser Ablagerung aufmerksam geworden, deren Schichtfolge Verf. wie folgt feststellen konnte. Über den jurassischen Kalken liegen dickbankige, hornsteinreiche, gelbliche, mergelige Kalke, darüber folgt eine Wechsellagerung von Mergelkalkbänken und schieferigen dünnplattigen Mergeln, und zu oberst befinden sich kalkige, im Innern bläulichgraue, aussen gelblichgraue kalkige Mergel mit kleinen verkohlten Pflanzenfragmenten. Die unterste Gruppe könnte wohl das Valanginien vertreten, es fehlt aber bis jetzt der palaeontologische Nachweis dafür. Die schieferigen Mergel enthalten Versteinerungen des Hauterivien, wie *Duvalia dilatata, Belemnites jaculum, Phylloceras infundibulum, Ph. tethys, Haploceras Grasi, Crioceras Duvali, Cr.* cf. *Moutoni, Desmoceras* cf. *difficile, Hoplites romanus* Herb., *H.* cf. *regalis* Bean, *Holcodiscus incertus.* Die oberen Mergelschichten führen die bekannte, so reiche Barrême-Fauna, von der Verf. an 100 Arten aufzählt. Da über diese Fauna erst kürzlich berichtet wurde und Verf. eine palaeontologische Arbeit darüber in Aussicht stellt, wollen wir hier auf weitere Einzelheiten nicht eingehen, und heben nur hervor, dass die Fauna eingehend discutirt und verglichen wird.

Auf den älteren Bildungen liegen transgredirend und mit selbständiger Verbreitung Conglomerate, Sandsteine und sandige Mergel, die als mittel- und obercretaceisch angesprochen werden. „Bald füllen sie die Einsenkungen von Rucăr und Podul Dimbovitzei, bald erscheinen sie zwischen Kalkfelsen eingeklemmt, bald decken sie die Kalkgebirge oder lehnen sich an deren Abhänge an.“ Unter den Conglomeraten unterscheidet Verf. polygene Conglomerate mit grossen Urgebirgsgeröllen, Quarzen und wenig Kalkstein, dann polygene Conglomerate aus kleinen, ganz abgerundeten Geschieben, die durch Verwitterung oberflächlich in lose Massen zerfallen, endlich das Conglomerat von Grindu am Ostabhang des Königsteins mit Geröllen verschiedener Art und Grösse bei Vorwiegen der Kalke, ähnlich dem Bucegi-Conglomerat. An der Basis liegen Conglomerate, die nach

oben in grobkörnige Sandsteine übergehen; darüber folgt eine Wechsellagerung von dichten und lockeren Sandsteinen mit Brauneisenstein-Concretionen und zu oberst befinden sich glimmerreiche Mergel. Die Verbreitung dieser Ablagerung ist gross, doch bilden sie an manchen Orten nur eine dünne Decke über dem Kalkstein. Sind diese Bildungen in anderen Theilen der Karpathen fossilleer, so zeichnen sie sich hier durch Versteinerungsführung aus. Verf. konnte in Podul Cheii *Lytoceras (Gaudryceras) Sacya* Forb., *Puzosia planulata* Sow., *P.* cf. *Austeni* Sh., *Schloenbachia inflata* Sow., *Hamites armatus* Sow., *Anisoceras* sp., *Baculites Gaudini* Pict., *Scaphites Meriani* Pict., also Formen nachweisen, die für die Zone der *Schloenbachia inflata* oder das Vraconnien bezeichnend sind. Die Fauna dieser Stufe hat bekanntlich mehr palaeontologische Beziehungen zum Gault als zum echten Cenoman, was auch hier zutrifft. Verf. betrachtet die fossilführenden Sandsteine als Vertreter des untersten Cenoman, fasst die darunterliegenden polygenen Conglomerate als Gault auf und gelangt so zu dem Ergebniss, dass die grosse Oberkreidetransgression in manchen Theilen der Karpathen schon vor dem Cenoman, im oberen Gault, begonnen habe, wie das vom Ref. für die pieninische Klippenzone dargelegt wurde.

Im tektonischen Theile wird gezeigt, dass bei der Umgestaltung des Gebietes die durch Senkungen verursachten Bewegungen die Hauptrolle spielten. Die Bruchbildung dürfte nach Ablagerung des Neocom, das concordant auf Jura liegt, und vor Eintritt der Kreidetransgression begonnen haben, wie aus den Beziehungen der Strandconglomerate zu den älteren Schichten zu schliessen ist. Verf. erkennt die vollständige Übereinstimmung mit den geologischen Verhältnissen der karpathischen Klippenzone und bestätigt, wie Ref. mit Genugthuung hervorheben zu dürfen glaubt, die Anschauungen des Ref. über die Ostkarpathen und deren Zusammenhang mit der Klippenzone nach jeder Richtung. **V. Uhlig.**

C. Burckhardt: Rapport préliminaire sur une Expédition géologique dans la Région andine située entre Las Lajas (Argentine) et Curacantin (Chili) (38°—39° L. G.). (Rev. Mus. de La Plata. 9. 1898. 197—219. t. I—III.)

Es gehört zu den erfreulichen Beigaben des Grenzstreits zwischen Chile und Argentinien, dass die beträchtlichen Lücken in unserer Kenntniss von der Topographie und Geologie der Cordillere hier und dort ausgefüllt werden. Auch der vorläufige Bericht Burckhardt's über die Geologie der Cordillere zwischen Las Lajas und Curacantin, dem später eine ausführliche Darstellung folgen soll, ist das Ergebniss einer Untersuchung dieses Grenzgebietes im März und April 1898.

Nach orographischen und geologischen Merkmalen unterscheidet Verf. fünf von O. nach W. folgende Theile der Cordillere:

1. Die östlichen Ketten, welche sich im N., O. und S. von Las Lajas am Rio Agrio (auf den älteren Karten als Fort Coanco be-

zeichnet) ausdehnen. Sie gliedern sich in die Kette der Vaca muerta im SO. und O. und in die Nordkette im N. von Las Lajas. Beide sind regelmässige und wenig steil aufgerichtete Gewölbe von jurassischen und altcretaceischen Sedimenten, aber während die Nordkette ein N.—S.-Streichen besitzt, streicht die Kette der Vaca muerta NO.—SW.

2. Die Hochfläche von Las Lajas stellt gewissermaassen ein Stück Pampa in der Cordillere dar. Sie besitzt in der Breite von Las Lajas mindestens 40 km Ausdehnung, verschmälert sich aber sowohl nach N. wie nach S. Junge geschichtete Geröllmassen, vielleicht Absätze eines grossen Sees, setzen sie zusammen. Daneben erscheinen Decken eines jungvulcanischen Feldspathbasalts, und den Geröllen auflagernd vermuthlich ein Phonolith mit säulenförmiger Absonderung.
3. Die Kette des Pino Hachado, im O. von der Hochfläche von Las Lajas, im W. von der von Aluminé begrenzt, lässt oberflächlich fast nur Feldspathbasalt in Form von Decken und Tuffen, sowie an einer Stelle Trachyt erkennen. Nur an wenigen Punkten tritt discordant die Unterlage, gefaltete Sedimente von Jura und Kreide, sowie ältere Massengesteine (Porphyr und Porphyrit) hervor. Bemerkenswertherweise läuft die Streichrichtung der Falten sowohl im O. wie im W. der Kette senkrecht zur Richtung der Cordillere, also W.—O.
4. Die Hochfläche von Aluminé dehnt sich im S. der Wasserscheide von Lincura mit einer Breite bis zu 20 km aus und setzt bis Junin de los Andes fort. Ob sie N. von Lincura sich nur verschmälert oder ganz auskeilt, konnte Verf. nicht feststellen. Sie besteht oberflächlich aus dem weitverbreiteten Feldspathbasalt; im Untergrunde findet sich Granitit stellenweise reich an Hornblende und Diorit.
5. Die Kette von Lonquimay begreift den westlichen Theil der Cordillere im W. des nach Chile abfliessenden Biobio. Sie zerfällt in zwei Regionen, eine östliche zwischen den Flüssen Biobio und Lonquimay, und eine westliche zwischen Lonquimay und Curacantin.

Die östliche Region besteht aus gefalteten Juraschichten, die von Granit injicirt und contactmetamorph verändert worden sind (Andengranit wie im nördlichen Chile). Der Granit ist biotitreich, aber arm an Hornblende und Quarz. Dem Alter nach noch unbestimmt sind ebenfalls gefaltete Sandsteine mit Bivalven und Littorinellen. Verf. vermuthet darin Tertiär. In der westlichen Region herrschen wieder junge Feldspathbasalte, z. Th. in der Form gut erhaltener Vulcanberge, z. Th. als Decken und Tuffe vor. Sie bedecken jurassische Conglomerate und ältere Porphyrite.

So wird der Charakter der Cordillere hier durch das Vorhandensein von drei Ketten gekennzeichnet, die durch zwei intermediäre Hochflächen getrennt werden. Der Faltenbau gelangt in einfachen und schwachen Antiklinalen mit geringer Betheiligung von Verwerfungen zum Ausdruck. Die Ketten schwenken, wie bemerkt, z. Th. senkrecht zur Richtung des

Gebirges ab. Die intermediären Hochflächen werden vom Verf. als Zonen aufgefasst, die infolge der darin vorhandenen älteren Granitmassen ungefaltet geblieben sind. Das Alter der Faltung lässt sich nach den vorliegenden Beobachtungen nur innerhalb weiter Grenzen mit Sicherheit feststellen. Die dem Alter nach unsicheren Littorinellen-Schichten sind wahrscheinlich die jüngsten der gefalteten Sedimente. Die Basalte, deren geschrammte Blöcke sich in den Moränen der (letzten!) Eiszeit finden, sind jedenfalls jünger als die Faltung.

Die Ausbildungsweise der mesozoischen Sedimente weicht nicht wesentlich von der herrschenden ab. Fossilführende Kalke des Jura gehören sicher z. Th. dem Callovien, z. Th. dem Tithon an. Daneben treten bunte Sandsteine, Gyps, und wie in den nördlichen Theilen der Cordillere Porphyritconglomerate etc. auf. Neocom als Austern-führender Sandstein ist mit Sicherheit nur in den östlichen Ketten nachgewiesen.

Ein zweiter Abschnitt behandelt die Geologie des Paso del Arco, desjenigen Passes, welcher aus dem Thal des R. Aluminé in das des Biobio hinüberführt, sowie die Benennung der Cordillere.

Verf. konnte die weit verbreitete Auffassung, nach der im N. des Passes die Ketten des Pino Hachado und des Lonquimay durch eine Querkette miteinander in Verbindung treten, nach seinen Erfahrungen nicht bestätigen.

Die Wasserscheide des Arco-Passes wird von einem Querriegel von Moränen eingenommen, die 30—40 m Höhe erreichen. Der Ursprungsort der Gesteine der Moräne und der im breiten Thale des Arco abwärts verbreiteten Blockmassen dürfte im W., d. h. im jetzigen Flussgebiete des Biobio zu suchen sein. Da nun auch der Oberlauf dieses Flusses mit einer 200 m hohen Schotterterrasse erfüllt ist, in welche sich der Fluss eingesägt hat, so kommt Verf. zu dem Schlusse, dass wahrscheinlich der Oberlauf des Biobio früher mit dem Arco-Thale zusammengehangen hat und nach dem Atlantischen Ocean abfloss. Erst durch Anhäufung der Moränen am Paso del Arco wurde in dem früher einheitlichen Flussthale die jetzige Wasserscheide geschaffen und der Lauf des Biobio zum Pacific abgelenkt.

Als Hochcordillere bezeichnet Verf. für diese Gegend die Ketten des Lonquimay und Pino Hachado; letztere taucht nach S., ebenso wie die östlichen Ketten in das Vorland unter, so dass in der Breite von Junin das Gebirge nur noch aus der Fortsetzung des Lonquimay besteht.

Steinmann.

Stratigraphie.

Cambrische Formation.

G. F. Matthew: A palaeozoic terrane beneath the Cambrium. Mit mehreren Profilen. (Ann. N. York Acad. Sci. **12.** No. 2. 41—56. 1899.)

Die neue Formation, die den Namen Etcheminian erhält. findet sich in Neu-Braunschweig und Neu-Fundland und ist eingeschoben zwischen

Cambrium (das in diesen Gegenden von oben nach unten aus *Olenus-*, *Paradoxides-* und *Protolenus*-Schichten besteht) und Huron. Sie setzt sich aus einer ansehnlichen Folge von Conglomeraten, Sandsteinen, Schiefern und untergeordneten Kalkbänken zusammen und soll vom Huron durch völlig abweichende Lagerung, vom Cambrium durch „a decided physical break“ getrennt sein. Als Beweis für diesen werden angeführt „a slight discordance of dip“ der Schichten des Etcheminian von denen des Cambrium; ferner der Umstand, dass das Etcheminian keineswegs überall an der Basis des Cambrium nachweisbar ist, sondern vielfach ganz fehlt, sodass dann das Cambrium unmittelbar auf Huron aufliegt, ein Verhalten, aus dem auf eine der Ablagerung des Cambrium vorausgegangene Trockenlegung und theilweise Denudation des Etcheminian geschlossen wird, und endlich die wohl am schwersten ins Gewicht fallende Thatsache, dass das Cambrium im genannten Gebiete allenthalben mit Conglomeraten beginnt, deren Material theils aus huronischen Gesteinen, theils aus Kalken des Etcheminian besteht.

Die Fauna der neuen Formation ist nach Verf. zwar eine spärliche, aber eigenthümliche. Trilobiten sollen ihr noch gänzlich fehlen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden nur mit wenigen sehr kleinen Formen vertreten sein. Am häufigsten und bezeichnendsten sind Hyolithen, die bereits mit den beiden von G. Holm unterschiedenen Abtheilungen der Aequi- und Magnidorsati auftreten. Im Ganzen sind bisher folgende Gattungen nachgewiesen: *Hyolithes* 2 Sp., *Orthotheca* 4, *Urotheca* n. g. 1, *Hyolithellus* 2, *Helenia* 1, *Palaeacma* 1, *Scenella* 1, *Platyceras* 3, *Modiolopsis* 1, *Platysolenites* (?) 1, *Aptychopsis* 1, *Kutorgina* (?) 1, *Obolella* 1, *Obolus* 1, *Coleoides* 1. Ausserdem kommen noch vor korallenähnliche Formen, Fragmente von Cystideen, sowie Bohrlöcher und Kriechspuren von marinen Würmern. **Kayser.**

G. F. Matthew: Preliminary notice of the Etcheminian fauna of Newfoundland. (Bull. nat. hist. soc. N. Brunsw. XVIII. 4. 189. f. 3 u. 4. 1899.)

Die fragliche Fauna setzt sich bis jetzt aus folgenden Formen zusammen:

Brachiopoda. *Obolella* 1, *Kutorgina* 1.

Gastropoda. *Scenella* 2, *Randomia* n. g. (wie *Palaeacma*, aber mit radialen, die concentrischen Anwachswülste durchsetzenden Rippchen) 1, *Parmorphella* 1, *Platyceras* 3.

Lamellibranchiata. *Modiolopsis* 1.

Annelida. *Urotheca* n. g. (kleine, chitinöse, an beiden Enden offene Röhrchen) 1, *Helenia* 1, *Hyolithellus?* 1, *Coleoides* 1, *Orthotheca* 4, *Hyolithes* 2.

Crustacea. *Aptychopsis* 1.

Als bezeichnend werden für die Fauna im Unterschiede vom Cambrium hervorgehoben: das Überwiegen der Würmer, das anscheinende Fehlen der Trilobiten, die Kleinheit der Gastropoden (abgesehen von den Capuliden), Brachiopoden und Crustaceen. **Kayser.**

Triasformation.

E. Philippi: Die Fauna des unteren *Trigonodus*-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sogen. „Cannstatter Kreidemergels". (Jahresh. d. Ver. f. Naturk. Württ. 1898. 145—224. Taf. IV—IX.)

Die gründliche Revision der bekannten Schwieberdinger Fauna hat den Verf. zu interessanten Resultaten geführt, über die nur in Kürze referirt werden kann. Beschrieben werden 53 Arten, von denen zahlreiche neu sind, andere unter Benennungen erscheinen, welche dem neueren Stande der Kenntnisse angepasst sind. Unter den neuen Arten sind *Gervillia Fraasi, alata, Modiola myoconchaeformis, Pleuromya Ecki, Pleuromya* sp., *Homomya Kokeni* durch nahe verwandte und z. Th. sehr verbreitete Arten schon in der deutschen Trias vertreten, dagegen schliessen sich *Myoconcha laevis, Trigonodus praeco, Tancredia Beneckei, Leda Becki, Katosira solitaria, Eustylus Albertii, Platychilina germanica, Nautilus (Temnocheilus) suevicus* und die schon bekannten *Tretospira sulcata* Alb. sp., *T. striata* Qu. sp. mehr an alpine Formenkreise an. Aus ihnen lassen sich gewisse Beziehungen zu der ladinischen und der faunistisch dieser nahestehenden Raibler Stufe herleiten, aber sie genügen nicht, um die Parallelisirung mit einem enger abgegrenzten Horizont der alpinen Trias durchzuführen. Die „Cannstatter Kreidemergel" werden in denselben Horizont mit Schwieberdingen gestellt; es ist die gleiche Fauna, welche auch nicht, wie v. Alberti annahm, im Liegenden der Keupermergel auftritt, sondern unter der Lettenkohle. Schon O. Fraas hat das Bohrloch richtig gedeutet. Noch nicht beschrieben waren: *Modiola Albertiana* und *M. cannstattiensis*. Keine einzige Art stimmt mit einer Cassianer überein; damit entfällt auch der von v. Alberti gezogene Vergleich.

Die stratigraphische Stellung der Schwieberdinger Schichten ist nach Philippi im unteren *Trigonodus*-Dolomit, über den Semipartiten-Schichten. „Wenn man sich vergegenwärtigt, dass die Schwieberdinger fossilreichen Schichten durchaus den Habitus von Strandbildungen besitzen, so wird man wohl der Wahrheit am nächsten kommen, wenn man in ihnen Bildungen sieht, die in ihrem geologischen Alter und in ihrer Entstehungsweise dem Crailsheimer Muschelkalkbonebed ungefähr äquivalent sind." (Nach meiner Ansicht ist der Dolomit als Facies anzusehen, die am oberen Neckar schon früh sich zu entwickeln begann, so dass hier von Semipartiten-Schichten nichts vorhanden ist, bei Jagstfeld gleich Null wird. *Trigonodus* steckt hier neben Semipartiten im sogen. Glaukonitkalk, über den Bairdienthonen; auch von Schwieberdingen wird nicht allein *Ceratites semipartitus*, sondern auch *C. nodosus* angeführt. Auf p. 214 spricht sich Philippi auch fast im gleichen Sinne aus. Dann rücken aber die Schwieberdinger Muschelbänke einfach in das Semipartiten-Niveau und dies ist auch wohl die jetzige Ansicht des Verf. Jedenfalls zieht er auch hier schon die Grenze zur Lettenkohle über dem *Trigonodus*-Dolomit.)

Besonders anregend ist das Schlusswort, die Grenze von Lettenkohle und Muschelkalk in den Alpen, geschrieben. Verf. knüpft an Benecke's und Bittner's Schriften, über die wir im letzten Hefte referirten (dies. Jahrb. 1900. I. -275-), an. Im Ganzen schliesst er sich an Benecke an, besonders in der Beurtheilung der Faunen, und auch die Abweichungen sind nicht so weit, wie sie erscheinen. Er betont allerdings, dass mit dem Keuper in der Fauna der marinen Bänke kein Wechsel eintritt, sondern dass es sich um die letzten Vertreter der aussterbenden Muschelkalkfauna handelt. Die Thatsache, dass noch im Gypskeuper Muschelkalkformen vorkommen, ist gesichert. Das ändert aber nicht die andere Thatsache, dass der Grenzdolomit und die ihm entsprechenden Bänke ganz allgemein eine recurrente und gar nicht artenarme Muschelkalkfauna führen, im Keuper aber nur gelegentlich und sporadisch eine solche auftritt. Auch die oft citirte „*Corbula*" *Rosthorni* und *Myophoria Kefersteini* der Bleiglanzbank hält Verf. für nicht beweisend. Jene rechnet er zu dem schon im Muschelkalk vertretenen neuen Genus *Pseudocorbula*, diese hält er, obwohl die Übereinstimmung mit *Myophoria Kefersteini* der Alpen zugestanden wird, für eine autochthone Varietät der *M. transversa*. Es läge also keine Einwanderung, sondern ein Fall von Convergenz vor. Hat Philippi Recht, so sind die directen faunistischen Gründe für eine Parallelisirung des Gypskeupers mit dem Niveau von Raibl allerdings erschüttert, aber darum wird man noch nicht zu dem anderen Schlusse gezwungen, dass die faunistische Grenze des Muschelkalks noch höher liegt, als sie Benecke und die älteren Autoren setzten. Durch einzelne Arten wird der Unterschied zwischen Grenzdolomit- und Keuperfauna nicht abgeschwächt. Die Parallelisirung der Bittner'schen 5 Hauptgruppen der alpinen Trias mit den 5 Gruppen der germanischen (Buntsandstein, Muschelkalk, Lettenkohle, Keuper, Rhät) bekämpft Verf. sehr entschieden. Nur bis zur oberen Grenze des unteren Muschelkalks lässt sich ein Vergleich überhaupt durchführen, dann werden die Ablagerungen incommensurabel. Auch die reiche Fauna von Schwieberdingen zeigt nur vage Beziehungen zu den ladinischen und carnischen Faunen. Da durch Tornquist der *Ceratites nodosus* aus den Buchensteiner Schichten bekannt geworden ist, vermuthet allerdings auch Philippi die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle in den Alpen „nicht allzu hoch über den Buchensteiner Schichten und wahrscheinlich noch innerhalb der unteren Kalkmasse Bittner's".

Im Allgemeinen steht Verf. davon ab, in der oberen Trias der Alpen irgendwelche Grenzlinien der germanischen Trias wiederfinden zu wollen. [Im Grossen entspricht die Hauptmasse der ladinischen Stufe doch auch nach Philippi der Lettenkohle und damit, da man die natürliche Abgrenzung nach oben nicht überspringen wird, ihr Hangendes dem Gypskeuper. Die Scheide zwischen Raibler Schichten und ladinischen ist hier nicht durch eine Recurrenzbildung nach Art unseres Grenzdolomits gegeben, sondern durch die Unterbrechung der Kalkmassen. Ref.] **E. Koken.**

Juraformation.

K. Futterer: Beiträge zur Kenntniss des Jura in Ostafrika. IV. Der Jura von Schoa (Süd-Abessinien). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1897. Mit 4 Taf. 568.)

Die vorliegende Arbeit, der die Aufsammlungen des Forschungsreisenden V. Ragazzi zu Grunde liegen, besteht aus einem geologischen und einem palaeontologischen Theile und palaeontologischen Schlussbemerkungen. Verf. bespricht im geologischen Theile die Ergebnisse der bisherigen Forschungen über den abessinischen Jura, aus denen hervorgeht, dass die jurassische Kalkbildung zwischen zwei, aus Sandsteinen mit Mergeln und Gypsen bestehende Schichtverbände eingeschaltet ist. Das erhellt aus der Zusammenstellung der Profile Aubry's. Die jurassische Kalkserie enthält in verschiedenen Horizonten Versteinerungen; nach Aubry gehören die oberen, 100 m mächtigen Kalke mit Trigonien zum Bathonien, die viel mächtigeren darunterliegenden Mergelkalke mit *Rhynchonella major* und *Gryphaea imbricata* zum Bajocien, während die Kalke von Djimma von demselben Forscher auf Grund des Vorkommens von *Terebratula subsella* und *Acrocidaris nobilis* als Corallien bezeichnet werden. Von dieser Localität Djimma (= Lagagima Ragazzi), wahrscheinlich sogar von demselben Fundpunkte, stammt auch Ragazzi's Material, das nach den Bestimmungen des Verf.'s auf Kimmeridge, und zwar besonders dessen tieferen Theil, das Pterocerien, hinweist. Dadurch verschiebt sich auch die Altersstellung der über den Jurakalken lagernden Sandsteine; diese könnten, wenn sie überhaupt noch zum Jura gehören, allein nur der Portlandstufe zugerechnet werden. Ruhen diese jüngeren Sandsteine am oberen Moger über dem Kimmeridge, so treten sie am Zega Ouedem direct über den Bath-Kalken mit *Trigonia pullus* auf. Hier erfolgte nach Verf. eine Unterbrechung der Sedimentation und starke Erosion, und die jüngere Serie ist überhaupt nicht jurassisch, sondern wurde erst in jüngerer Zeit, vielleicht schon in der Kreide oder auch erst im Tertiär abgelagert. Die abessinische Schichtfolge zeigt auffallend wenig Beziehungen zur indischen: treten in Cutch zwischen der Bath- und Kimmeridge-Stufe an 1000 m mächtige, vorwiegend sandige und eisenschüssige Schichten mit zahlreichen Cephalopoden auf (Patcham-Gruppe, Chari-Gruppe, Katrol-Sandsteine), so herrschen in Abessinien kalkige, cephalopodenarme Bildungen, deren Mächtigkeit nur ungefähr 160 m beträgt. Bei Mombassa dagegen tritt das Kimmeridgien mit demselben Gesteinscharakter und zum Theil identischen Cephalopoden auf wie in Indien. Bei der sehr geringen Ähnlichkeit des Jura in Schoa mit dem von Cutch ist um so auffallender die grosse Verwandtschaft der Kimmeridge-Fauna von Lagagima mit der von Porrentruy, zu der sich überdies noch die völlige Übereinstimmung der betreffenden Gesteine gesellt. Die den abessinischen Jura unterlagernden gypsführenden Sandsteine und Mergel wurden dem Gondwana-System Indiens gleichgestellt, es mögen die Aequivalente dieser Sandsteine dereinst in gewissen Stufen der Rajmahal-Gruppe nachgewiesen werden. In Indien liegen sowohl die vulcanischen

Decken wie das Tertiär unconform über dem Jura; in Schoa aber hat der Jura keine Schichtstörungen erfahren, so dass die Ergüsse der Eruptivmassen auf fast ganz horizontal lagernde Schichten erfolgten.

Aus den palaeontologischen Beschreibungen geht hervor, dass die Fauna von Lagagima hauptsächlich aus Bivalven besteht, Gastropoden treten zurück, noch mehr die Brachiopoden. Cephalopoden fehlen. Von 49 Arten kommen 20 Arten im europäischen Jura vor, und zwar: *Exogyra bruntrutana*, *Lima densepunctata* Roem., *Pleuronectites inaequistriatus* Bronn, *Mytilus perplicatus* Et., *M. jurensis* Mer., *Pinna Constantini* Lor., *Lucina rugosa* Lor., *Fimbria subclathrata* Coutej., *Cardium Banneianum* Thurm., *Isocardia striata* d'Orb., *Pholadomya paucicosta* Roem., *Ph. Protei* Brongn., *Goniomya harmevillensis* Lor., *Ceromya excentrica* Ag., *C. orbicularis* Et., *Thracia incerta* Desh., *Natica vicinalis* Thurm., *N. hemisphaeria* d'Orb., *Terebratula suprajurensis* Thurm., *T. humeralis* Roem. Von diesen 20 Arten sind 15 im unteren Kimmeridge des Berner Jura vorhanden, darunter 11 sogar sehr häufig. Auch im Virgulien kommen 10 dieser Arten vor, aber 9 davon treten auch schon im Pterocerien auf. Es ist demnach eine sehr grosse Übereinstimmung der Lagagima-Fauna mit dem Pterocerien des Berner Jura erwiesen, die bei reichlicherem Material noch eine weitere Steigerung erfahren dürfte, da manche der nicht sicher bestimmbaren Arten sich höchstwahrscheinlich mit solchen aus dem Pterocerien identisch erweisen werden. Die Fauna von Lagagima trägt nach Verf. den typischen Charakter mitteleuropäischer Jurabildungen, jedes mediterrane oder tropische Element ist ihr fern. Es erinnert das lebhaft an den mitteleuropäischen Typus des syrischen Jura am Hermon. Verf. bespricht zum Vergleiche den Jura am Mangyschlak und von Südafrika, und gelangt zu dem Ergebnisse, dass die breite Zone alpiner Jurabildungen, die sich von Algier und den Alpen nach der Krim und dem Kaukasus hinzieht, und die zwei Gebiete mitteleuropäischer Entwickelung, das Mitteleuropas und das syrisch-abessinische, trennt, kaum die grosse Bedeutung für die klimatischen Zonen und zoogeographischen Provinzen besitzen dürfte, die ihr von Neumayr zugeschrieben wurde. Faciellen Differenzirungen mag hiebei eine grössere und wichtigere Rolle zufallen.

Der Arbeit sind vier palaeontologische Tafeln beigegeben, auf denen nebst einigen bereits bekannten folgende neuen Arten abgebildet sind: *Lima subdensepunctata*, *Modiola Pantanellii*, *Cercomya schoensis*, *Pholadomya cuneiformis*. Ausserdem ist eine von Pantanelli benannte, aber noch nicht beschriebene Art, *Pholadomya Ragazzii* Pantan., hier abgebildet. **V. Uhlig.**

Kreideformation.

A. Fritsch: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. VI. Die Chlomeker Schichten. (Archiv d. naturwiss. Landesdurchforschung. 10. No. 4. Geol. Abtheil. 1897. 84 p. 125 Textfig.)

Die Chlomeker Schichten sind als Quadersandsteine entwickelt und liegen in der Regel den Priesener Schichten, bei Turnau den Iserschichten auf. Als jüngstes Glied der böhmischen Kreideformation sind sie nur selten mit diluvialem Lehm oder der Ackerkrume bedeckt, oft auch bilden die Producte der zerfallenen Quader als weisser Sand ausgedehnte Partien und wurden dann bisher als Diluvialsande aufgefasst. Das Vorkommen unregelmässiger, reihenweise gestellter Höhlungen legt den Gedanken nahe, dass, wie bei den Iserschichten, der Boden des Meeres sich in gewissen Zeiträumen mit Schwämmen bedeckte, welche dann von Sand zugedeckt wurden, der nun die feste, nicht verwitternde Lage des Quaders darstellt. Die Lagerung der Schichten ist eine söhlige und ihre höchste Lage reich an *Pectunculus Geinitzi* D'ORB. Eine nördliche Partie findet sich zwischen Böhmisch-Leipa und Kreibitz, eine südliche ist in isolirten Partien östlich von der Iser bis Jungbunzlau und Sobotka, dann von Turnau bis Gitschin zerstreut; beide Gebiete standen wohl miteinander in Zusammenhang, und der damalige Meerbusen reichte viel weiter, als es die noch erhaltenen Sandsteine andeuten. Bei Kieslingswalde war das östliche Ufer, an dem sich vor dem Rückzuge des Kreidemeeres aus Böhmen die mächtigen conglomeratischen Sandsteine ablagerten, deren sparsame Reste nun die Hirtensteine darstellen. Von 125 Pflanzen und Thierarten, welche Verf. aufführt und grossentheils illustrirt, treten 108 in den Chlomeker Schichten zum erstenmal auf. Es sind hervorzuheben: *Pachydiscus tannenbergicus* FRITSCH, *Schlönbachia subtricarinata* D'ORB., *Placenticeras d'Orbignyanum* GEIN., *Scaphites binodosus* RÖM., wozu Verf. *Sc. kieslingswaldensis* GAUDRY et LANGENTAN zu ziehen geneigt ist, *Turritella nerinea* RÖM., *Omphalia ventricosa* DRESCHER, *Actaeonella Beyrichi* DRESCHER, *Cardium Ottoi* GEIN., *Cyprimeria Geinitzi* MÜLL., *Trigonia vaalsensis* J. BÖHM, welche noch als *Tr. alaeformis* PARK. aufgeführt wird, *Modiola flagellifera* FORBES, *Anatina lanceolata*, *Clavigella elegans* MÜLL. Als neu wurden abgebildet: *Keilotoma labiatum* WEING., *Chemnitzia kieslingswaldensis* WEING., *Aporrhais tannenbergica* FR., *Cerithium chlomekense* WEING., *Actaeonella acuminata* FR., *Cylichna expansa* FR., *Cyprina altissima* FR., *Solen macromyus* FR., *Gervillia Holzapfeli* FR. und *G. ovalis* FR. Foraminiferen fehlen gänzlich.

Von auswärtigen gleichaltrigen Fundorten wurden nur Löwenberg in Schlesien und die Gosau-Ablagerungen herangezogen, während doch der Salzberg und Aachen ebenfalls enge Beziehungen darbieten. Nur ein abgerolltes Belemnitenfragment ist bei Chlomek gefunden worden. Verf. vermuthet, dass die Chlomeker Schichten älter als die Schichten mit *Actaeonella quadratus* in Norddeutschland sind. [Sie gehören dem oberen Emscher an. Ref.] Es kann nicht verschwiegen werden, dass das Buch voll von Druckfehlern und falschen Satzconstructionen ist, die Verf. wohl leicht hätte vermeiden können. **Joh. Böhm.**

F. Kossmat: Untersuchungen über die südindische Kreideformation. I. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns u. d. Orients. **9**. 1895. 97—203. Taf. 15—25.)

—, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. II. III. (Ibid. **11**. 1898. 1—46. Taf. 1—8 u. 89—152. Taf. 14—19.)

Das Material, welches obigem Werke zu Grunde lag, wurde von Warth in den Kreideablagerungen des Trichonopoly- und Pondicherry-Districtes in den Wintern 1892/93 und 1893/94 gesammelt. Am reichsten waren darin die Cephalopoden vertreten, welche das bei weitem wichtigste Faunenelement der südindischen Kreide sind und ihr ihren hohen stratigraphischen Werth verleihen. Das Hauptziel des Verf. bei der Untersuchung war, eine möglichst vollständige Revision der von Forbes und Stoliczka aufgestellten Arten zu erreichen, was auch durch die Heranziehung der Originalstücke dieser beiden genannten Autoren ermöglicht wurde. Von der Einreihung der Ammoniten in Familien wurde abgesehen und die einzelnen in Indien vorkommenden Gattungen gruppenweise, nach ihren wahrscheinlichen Beziehungen zu einander, besprochen.

I. Gattung *Phylloceras* Suess.

Für die Formen aus der oberen Kreide schlug de Grossouvre den Namen *Schlüteria* vor, worunter jedoch 2 verschiedene Gruppen miteinander vereinigt wurden. *Schl. Pergensis* (= *Ammonites Velledae* bei Sharpe), *Schl. Rousseli* Gross. und *Schl. Velledaeformis* Schlüt. gehören in die nächste Verwandtschaft des *Phylloceras Velledae* Mich., sie sind generisch nicht von der Stammform abzutrennen. Die vierte Art: *Schlüteria Larteti* Seunes gehört wohl zu *Desmoceras*, wie schon Seunes sie als solches beschrieb. „Die Gattung *Phylloceras* geht, wie nicht nur die europäischen, sondern noch deutlicher die indischen Vorkommnisse zeigen, mit allen typischen Charakteren noch in die obere Kreide hinauf.“

Ph. ellipticum n. sp. [= *Amm. subalpinus* (d'Orb.) Stol.], *Ph. Velledae* Mich., *Ph. improvisum* Stol. sp., *Ph. Nera* Forbes, *Ph. decipiens* n. sp. (= *Varuna* p. p. Forbes), *Ph. Surya* Forbes, *Ph. Forbesianum* d'Orb. sp., *Ph. ezoense* Yok. und *Ph. Whiteavesi* n. sp.

II. Gattung *Lytoceras*.

Die obercretaceischen und einige sich ihnen anschliessende untercretaceische Formen entfernen sich so vom Grundtypus, dass es sich empfiehlt, sie in besondere Subgenera: *Gaudryceras* und *Tetragonites* zusammenzufassen. Eine kleine, eigenthümliche Gruppe mit der typischen Art *Amm. Indra* Forbes, welche offenbar mit der Gruppe des *Lytoceras Timotheanum* (subgen. *Tetragonites*) zusammenhängt, unterscheidet sich ebenfalls in Sculptur, Form und Lobenlinie von *Lytoceras*, Verf. schlägt für sie den Namen *Pseudophyllites* vor.

a) Gruppe des *Lytoceras fimbriatum* Sow. — *Lytoceras Mahadeva* Stol. sp.

b) Subgenus *Gaudryceras* Grossouvre emend. Kossmat. — Unter dieser bergen sich 2 Gruppen, die des *Lytoceras Sacya* und die des *Lyt. Timotheanum.* Für erstere ist der Gattungsname beizubehalten; es sind stets mehrere Auxiliare vorhanden, die einen abfallenden Nahtlobus bilden, sowie ein einziger Antisiphonallobus und -sattel. Aus dem Cenoman sind bis jetzt 8 Arten, aus dem Senon 23 Arten bekannt. Verf. bespricht die indischen aus der Gruppe des *Lyt. Sacya* Forbes und der des *Lyt. Agassizianum* Pictet.

c) *Tetragonites* nov. subgen. — Diese Gruppe beginnt mit *Lytoceras Duvalianum* im Neocom und reicht in Indien bis ins Senon; ihr Typus ist *Lyt. Timotheanum* Mayer. Mehrere Internloben vorhanden. *Lyt. (T.) Timotheanum* Mayer (Stoliczka: Coal South India. t. 73 f. 3, 4, 6) und *Lyt. (T.) epigonum* n. sp. (= Stoliczka: Ibid. t. 73 f. 5) und *Lyt. (T.) Kingianum* n. sp. (= *Amm. Cala* Stol., non Forbes) und *Lyt. (T.) Cala* Forbes.

d) *Pseudophyllites* subgen. nov. — *Pseudophyllites Indra* Forbes sp. (= *Amm. Indra* und *Amm. Garuda* Forbes), der einzige, genauer bekannte Vertreter hat phylloid zerschlitzte, in der Jugend drei-, im Alter unsymmetrisch zweitheilige Sättel und zahlreiche Hilfsloben. Die Sculptur ist nautilenähnlich.

III. Gattung *Turrilites* Lam.

Zu den von Stoliczka angeführten Arten kommen *Turrilites circumtaeniatus* n. sp. (= *T. Gresslyi* Stol., non Pictet), *T. spinosus* n. sp. (= *T. brazoensis* Stol., non Röm.) und *T. (Heteroceras) indicus* Stol. (= *Helicoceras indicum* Stol.).

IV. Gattung *Hamites* Parkinson.

Zu den von Forbes und Stoliczka angeführten Typen, deren Synonymie z. Th. berichtigt wird, fügt Verf. noch *Hamites (Ptychoceras) glaber* Whiteaves hinzu.

V. Gattung *Baculites* Lam.

Die von Forbes und Stoliczka beschriebenen Arten werden um eine neue Varietät des *Baculites vagina*, sowie um *B.* sp. ind. cf. *baculoides* und *B.* n. sp. aff. *bohemicus* vermehrt.

VI. Gattung *Neoptychites* n. g.

Die eigenartigen, durch Gestalt und Lobenlinie an die Ptychiten des Muschelkalkes erinnernden *Amm. Telinga* Stol. und *Amm. Xetra* Stol. unterscheiden sich von *Ptychites* durch die kürzere Wohnkammer und stärker reducirten Loben. Die erstere Art findet sich nach Peron auch in Algier, doch scheinen die einzelnen Loben dieses Vorkommens etwas kürzer zu sein. Vielleicht gehört auch *Pachydiscus Rollandi* Thomas et Peron dieser Gattung an.

VII. Gattung *Placenticeras* Meek.

Die eingehende Erörterung über die nächstfolgende Gattung führt Verf. dahin, dass ihre Abstammung nicht in der Familie der Amaltheen zu suchen, wie auch ihr Zusammenhang mit *Hoplites* vorderhand nicht festzuhalten sei. *Placenticeras tamulicum* Blanf. (= *Amm. Guadeloupae* Stol.) und *Pl. Warthi* n. sp. (= *Amm. Orbignyanus* Stol.).

VIII. Gattung *Sphenodiscus* Meek.

Sphenodiscus Siva Forbes.

IX. Gattung *Forbesiceras* n. g.

Zu einer an *Oppelia* sich anschliessenden Gattung gehören *Amm. Largilliertianus* d'Orb. (= *Amm. complanatus* Mant.) und *Amm. subobtectus* Stol. aus dem indischen, sowie *Amm. obtectus* Sharpe aus dem englischen Cenoman.

X. Gattung *Schlönbachia* Neumayr.

a) Gruppe der *Schlönbachia varians* Mant. — *Amm. obesa* Stol. hängt durch *Amm. Goupilianus* d'Orb. mit dieser Gruppe zusammen und wird vom Verf. daher einstweilen in deren Nähe gestellt.

b) Gruppe der *Schlönbachia inflata* Sow. — Zu dieser, einen ungewöhnlichen Formenreichthum aufweisenden Gruppe werden *Schlönbachia inflata* Sow. typ. (= var. I. Stol.) mit den Varietäten *Schl. orientalis* (= var. III. Stol.), *Schl. aequatorealis* (= var. II. Stol.), *Schl. gracillima* n. sp. (= *Candollianus* Stol.), *Schl. propinqua* Stol., *Schl. utaturensis* Stol., *Schl. corrupta* Stol. und sp. ind. Stol. gestellt.

c) Gruppe der *Schlönbachia subtricarinata* d'Orb. (= *Peroniceras* Gross.). — Verf. ist auf Grund seiner Untersuchungen der Ansicht, dass die von Grossouvre unter *Peroniceras, Gauthiericeras (= Amm. Margae)* und *Mortoniceras (= Amm. texana)* aufgestellten Gattungen wohl nur als Untergattungen oder Formengruppen ihren Werth besitzen. So hat *Schl. dravidica* n. sp. (= *subtricarinata* Stol., non d'Orb.) in der Jugend einen scharfen Mediankiel und schwach angedeutete Seitenkiele wie *Amm. Margae,* während sie später ein typisches *Peroniceras* darstellt. Ferner ist *Amm. Stangeri* Baily in der Jugend ein *Peroniceras*, ausgewachsen ein *Mortoniceras.* Immerhin nehmen die meisten Arten der *texana*-Gruppe infolge reicherer Sculptur und einfacherer Lobenlinie eine selbständige Stellung gegenüber den Tricarinaten ein, und es empfiehlt sich aus praktischen Gründen ihre Abtrennung von denselben, was von den *Gauthiericeras*-Formen sich nicht behaupten lässt.

d) Gruppe der *Schlönbachia Woolgari* Mant. (= *Prionotropis* Meek). — *Schlönbachia serratocarinata* Stol., die einer im europäischen und amerikanischen Turon ziemlich häufig auftretenden Gruppe von Formen angehört, stehen *Schl. Germari* Reuss und *Schl. Carolina* d'Orb. sehr nahe.

e) Gruppe der *Schlönbachia gosauica* v. Hauer sp. (= *Muniericeras* Grossouvre). — *Schlönbachia Blanfordiana* Stol., welche auch aus der

südfranzösischen Kreide angeführt wurde, ist *Schl. Fournieri* Grossouvre nahe verwandt.

XI. Gattung *Stoliczkaia* Neumayr.

Nach Fortfall der von Neumayr hierzu gestellten *Amm. Xetra* Stol., *Amm. Telinga* Stol. und *Amm. Rudra* Stol. verbleiben somit in dieser Gattung aus der indischen Kreide *Stoliczkaia dispar* d'Orb., *St. tetragona* Neum., *St. crotaloides* Stol. und *St. argonautiformis* Stol.

XII. Gattung *Acanthoceras* Neumayr.

Verf. zerlegt den grossen Formenreichthum, den die Gattung noch in Indien darbietet, allein zum Zwecke einer bequemeren Übersicht in mehrere Gruppen. Sie hängen untereinander mehr oder weniger innig zusammen. Diese Gruppen sind die des *Acanthoceras rhotomagense* Defr., des *A. Deverianum* d'Orb., des *A. Cumingtoni* Sharpe, des *A. colerunense* Stol., des *A. nodosoides* Schloth., des *A. Mantelli* Sow. und des *A. vicinale* Stol. mit insgesammt 24 Arten und 4 Varietäten.

XIII. Gattung *Olcostephanus* Neumayr.

Olcostephanus superstes n. sp. trägt in ausgeprägter Weise den Habitus der jurassischen und untercretaceischen Stephanoceraten an sich; der Zweifel aber, dass hierin eine obercretaceische Form vorliegt, wird aber sowohl durch das Gestein, in dem es erhalten ist, wie auch durch das Vorkommen ähnlicher Formen im Turon von Portugal und Algier beschwichtigt. Ist auch die Ähnlichkeit in der Gestalt mit *Stephanoceras coronatum* erstaunlich gross, so weichen sie doch in der Lobenlinie nicht unbedeutend von einander ab. Auch „*Buchiceras*“ *Harttii* Hyatt erinnert sehr an die indische Art; auch der Horizont der brasilianischen Form scheint demjenigen seiner indischen Verwandten zu entsprechen, da mit ihm *Acanthoceras Pedroanum* White (verwandt mit *A. Footeanum* Stol. der Utaturgroup) auftritt. Zu obiger Gattung gehört noch *Amm. Rudra* Stol.

XIV. Gattung *Scaphites*.

Den von Forbes und Stoliczka beschriebenen Arten ist nichts hinzuzufügen.

XV. Gattung *Holcodiscus*.

Mit den Formen der unteren Kreide sind *Holcodiscus Cliveanus* Stol. und *H. moraviatoorensis* Stol. am nächsten verwandt; besonders der erstere erinnert durch die periodisch auftretenden Externknötchen, durch die Beschaffenheit seiner Rippen und Einschnürungen an manche Barrêmeformen; an sie schliessen sich 4 weitere Arten an. Den Übergang zur zweiten grösseren Gruppe, der des *H. Theobaldianus* Stol., bei der regelmässig alternirende, längere und kürzere Rippen auftreten, die an der Nabelkante ohne Knotenbildung beginnen, bildet *H. recurrens* n. sp. Einen ziemlich eigenartigen Typus stellt *H. Aemilianus* Stol. dar, der äusserlich an Arten aus der Gruppe des *Asteria Astieri* d'Orb. erinnert.

Im Bereiche des Pacifischen Oceans ist die Gattung durch *Holcodiscus Kotoi* Jimbo und wahrscheinlich „*Desmoceras*“ *Ishikawai* Jimbo von Jesso, *Holcodiscus gemmatus* Huppé von Quiriquina, *Amm. Laperousianus* Whiteaves und *Amm. cumsheronense* Whiteaves von den Queen Charlotte Islands vertreten. In den Gosau-Schichten erscheint *Amm. Düreri* Redtenb., welcher *Holcodiscus pacificus* Stol. nahe steht.

Gattung *Brahmaïtes* n. g.

Die Untersuchung der Lobenlinie von *Amm. Brahma* Forbes und *Amm. Vishnu* Forbes ergab, dass diese Arten nicht den Lytoceraten nahe stehen, wie bisher angenommen wurde, sondern sich an *Holcodiscus* angliedern, wofür auch die Sculpturentwickelung spricht. Besonders eigenthümlich ist das Auftreten von Siphonalknoten auf den radial gestellten, die Einschnürungen begleitenden Wülsten; ferner sind in den mittleren Altersstadien nur die Flanken sculpturirt und erst später entwickeln sich die Rippen zu hohen Leisten, welche den Externtheil übersetzen, und zwar in einer von *Holcodiscus* ganz abweichenden Weise. Dieser Gruppe gehört auch *Amm. Haugi* Seunes aus Frankreich an.

XVI. Gattung *Pachydiscus*.

Von dieser in 17 Arten vorliegenden Gattung ist besonders hervorzuheben, dass *Pachydiscus Egertonianus* Forbes als indischer Repräsentant von *P. neubergicus* Hauer betrachtet werden kann. Nach der Ansicht des Verf.'s ist wohl der Grundtypus beider Arten zu unterscheiden, es giebt aber Variationen (*P. Jacqueti* Seunes), welche mit den indischen Formen ganz gut übereinstimmen und mit ihnen bei einer etwas weniger engen Speciesfassung ohne viel Bedenken zu vereinigen wären. Auch findet sich *P. gollevillensis* d'Orb. in Indien wieder.

Gattung *Desmoceras* Zittel.

a) Gruppe des *Desmoceras latidorsatum* Mich. und *Emmerici* Rasp. — *Desmoceras latidorsatum* Mich., *D. inane* Stol., *D. diphylloides* Forbes, an welches sich *D. pyrenaicum* Grossouvre aus Frankreich und *D. Selwynianus* Whiteaves von Vancouver anschliessen; *D. phyllimorphum* n. sp., welchem *D. Larteti* Seunes aus Frankreich verwandt ist. Ähnlichkeit mit der letztgenannten indischen Art besitzt auch *D. affine* Whiteaves aus dem Athabasca-District.

b) Gruppe des *Desmoceras sugata* Forb. — In die Nähe des *Desmoceras sugata* gehören *D.* sp. *Yokoyama* und *Ammonites obscurus* Schlüt.

c) Gruppe des *Desmoceras planulatum* Sow. (*Puzosia* Bayle). — Da die Gruppe der *Puzosia Mayoriana* d'Orb. wegen der geringen Variationsfähigkeit der einfachen Form- und Sculpturmerkmale einer Artunterscheidung Hindernisse entgegensetzt, hat Verf. sie einer genaueren Untersuchung unterzogen und festgestellt, dass zu *P. planulata* Sow. die von Schlüter als *Ammonites subplanulatus* beschriebene Species gehört und dass mit *Amm. Mayorianus* d'Orb. aus dem französischen Gault die Formen aus dem

Cambridge Greensand übereinstimmen. Aus der indischen Kreide gehört dieser Gruppe zu noch *P. Gaudama* Forbes (= *Amm. hernensis* Schlüt.: Cephalopoden ober. deutsch. Kreide 1871, non Schlüter: Beitr. jüngst. Ammoneen), *P. crebrisulcata* n. sp., *P. indopacifica* n. sp., *P. compressa* n. sp., *P. Phima* Stol., *P. aliena* Stol., *P. Stoliczkai* n. sp., *P. insculpta* n. sp. und *P. Jamesoniana* Stol.

d) Gruppe des *Desmoceras Gardeni* Baily (= *Hauericeras* Grossouvre). — Ausser der genannten Art sind noch bekannt: *Hauericeras Rembda* Forbes, *H. pseudogardeni* Schlüt., *H. Fayoli* Grossouvre, *H. Welschi* Grossouvre und event. *H. sulcatum* Kner.

Auf Grund der Fauna ergiebt sich unter Benutzung der geologischen Aufnahmen die aus der gegenüberstehenden Tabelle ersichtliche Gliederung der südindischen Kreideablagerungen.

Zu dem Faunencharakter ist zu erwähnen, dass die Utatur group in Bezug auf Reichhaltigkeit der Ammoniten-Fauna und Häufigkeit der einzelnen Formen obenan steht. *Phylloceras*-Formen treten in mehreren Arten auf; häufiger noch sind die Lytoceraten, und zwar mit den verschiedenen Abtheilungen dieses Stammes wie seiner aufgelösten Formengruppen. Unter den Schlönbachien spielt die Gruppe der *Schlönbachia inflata*, unter den Acanthoceraten die des *Acanthoceras rhotomagense* und *Mantelli* eine wichtige Rolle, obwohl es auch an anderen Typen nicht fehlt. Häufig sind Species aus der Familie der Desmoceraten, und zwar zeigen die Arten aus der Gruppe des *Desmoceras planulatum* und *D. latidorsatum* einen so grossen Reichthum an Individuen, dass sie neben den *Rhotomagensis*-Formen den wichtigsten Cephalopodentypus der Utatur group bilden. Alle anderen Gattungen wurden mehr oder weniger vereinzelt gefunden, so *Scaphites, Placenticeras, Neoptychites, Olcostephanus, Holcodiscus* und *Forbesiceras.*

In der Trichonopoly group verschwindet eine ganze Reihe der genannten Formengruppen, während nur wenig neue erscheinen. *Lytoceras* ist nur in 3 Arten bekannt; von Turriliten erscheint nur eine, zur Untergattung *Heteroceras* gehörige Art; Hamiten scheinen zu fehlen. Die Gruppe der *Schlönbachia inflata* ist verschwunden, dafür ist je ein Vertreter der Gruppe der *Schl. Woolgari* und der *Schl. subtricarinata* bekannt. Scaphiten sind selten; *Placenticeras*, obschon häufig, ist nur durch eine Form repräsentirt. Reicher entwickelt sind *Holcodiscus, Pachydiscus* und *Desmoceras,* besonders die Gruppe des *D. planulatum,* während von anderen Gruppen nur das *D. sugata* anzuführen ist.

In der Ariyalur group sind die Lytoceraten und deren Nebenformen, ausser *Baculites*, sehr selten; dagegen treten bezeichnende *Holcodiscus*- und *Pachydiscus*-Arten in grosser Zahl auf. *Desmoceras* ist durch einige eigenthümliche Species vertreten. Alle anderen Ammonitengruppen kommen kaum in Betracht, höchstens wäre *Schlönbachia Blanfordiana* und die eigenthümliche Gruppe *Brahmaïtes* zu erwähnen.

Die Mannigfaltigkeit der Ammoniten-Fauna nimmt von unten nach oben somit beständig ab; dabei treten auch die stärker sculpturirten Formen stärker zurück und treten die glatten in reicher Entwickelung hervor.

		Trichonopoly-District	Pondicherry-District
Danien		c. Schichten von Ninnyur mit *N. danicus, Codahia percrassa* etc.	γ. Nerineenschichten von Saidarampet mit *Nautilus danicus, N. serpentinus, Nerinea* n. sp., *Turbinolia arcotensis, Cyclolites conoidea* etc.
Ober-Senon	Ariyalur group	b. Fossilleere Sande von Kulmodu.	β. *Trigonoarca*-Schichten von Rayapudu pakam mit *Baculites vagina, Trigonoarca galdrina, Alectryonia ungulata* etc.
		a. Fossilreiche Schichten von Otacod, Ariyalur etc. mit *Pachydiscus ariyalurensis, P. otacodensis, P. Egertonianus, Brahmaïtes Brahma, Baculites vagina, Alectryonia ungulata, Stigmatopygus elatus* etc.	α. *Anisoceras*-Schichten mit *Pachydiscus Egertonianus, Brahmaïtes Brahma, Baculites vagina, Anisoceras* sp. pl., *Pugnellus uncatus, Trigonoarca galdrina, Stigmatopygus elatus* etc.
Unter-Senon	Trichonopoly group	b. Obere Trichonopoly group von Serdamungulum etc. mit *Placenticeras tamulicum, Schlönbachia dravidica, Heteroceras indicum, Fasciolaria rigida* etc.	
Turon		a. Untere Trichonopoly group (in die obere allmählich übergehend) mit *Pachydiscus* aus der Gruppe des *P. peramplus* etc. Basis in der Regel Lumachellen mit *Trigonoarca trichonopolitensis, Protocnedium tillarum.*	
		c. Schichten von Cunun mit *Acanthoceras conciliatum, Nautilus Huxleyanus* etc. Actaeonellenschichten (Lumachellen) von Kolakau nuttom etc.	
Cenoman	Utatur group	b. *Acanthoceras*-Schichten v. Odium etc. mit zahlreichen *Acanthoceras* aus der Gruppe des *A. rhotomagense* Defr. und *Mantelli, Turrilites costatus* etc.	
		a. *Schlönbachia*-Schichten von Utatur etc. mit *Schlönbachia inflata, Turrilites Bergeri, Hamites armatus* etc.	

Untergrund: Archäische Gneisse und Granite oder pflanzenführende Rajmakal-Schichten (Rhät) von Utatur etc.

Zu dem Pondicherry-District vergl. dies. Jahrb. 1898. II. -485-.

Zum Schluss giebt Verf. in wenigen Worten eine Übersicht über die Beziehungen zu den Kreideablagerungen anderer Gebiete, welche er seiner Zeit in einer grösseren Arbeit erörtert hat (vergl. dies. Jahrb. 1896. I. -300-).

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

G. de Angelis d'Ossat und G. F. Luzi: I fossili dello Schlier di San-Severino (Marche). (Boll. Soc. Geol. Ital. 1897. **16.** 61—68.)

Verff. beschreiben eine Schlierfauna, die bei San Severino, auf beiden Seiten des Flüsschens Potenza, in den Marchen SW. von Ancona gesammelt wurde. Die Schichten entsprechen ganz dem Schlier von Ancona und Bologna. Sie werden als obere Stufe des Mittelmiocän angesprochen und gehören der bathymetrischen Zone des Langhiano an. **A. Andreae.**

V. Novarese: Strati pontici dei dintorni di Campagnatico e Paganico (prov. di Grosseto). (Boll. Soc. Geol. Ital. **16.** 69—72. Rom 1897.)

Am mittleren Lauf des Ombrone bilden pontische Schichten ein weites Becken, welches theilweise von discordant darauflagerndem marinen Pliocän bedeckt wird. Es sind Mergel, Sande und Gerölle mit *Melanopsis Bartolinii* Cap., *M. impressa* Krauss, *M. fallax* Pant., *M. praerosa* L., *Neritodonta Grateloupiana* Cap. und *Dreissensia* cf. *rostriformis* Desh., die hauptsächlichsten Fossilfundpunkte sind Batignano und Cinigiano. Stellenweise sind den pontischen Schichten Stinkkalke mit *Helix* eingeschaltet. Auch die Lignite von Murlo und von Cana gehören zu ihnen.

In dem fossilreichen überlagernden Pliocän finden sich namentlich auch grosse Clypeastriden. **A. Andreae.**

E. Adami: Sulla Tettonica delle colline eoceniche del Monferrato. (Monitore Tecnico. 15. Mit Tafel. Mailand 1898.)

Die kleine Arbeit beschäftigt sich mit den für die Industrie brauchbaren Kalken und hydraulischen Cementen des Eocän in Monferrato, schildert ihr Auftreten, giebt ein Profil und eine Tabelle mit Analysen der verschiedenen Kalkbänke, ihre Localbezeichnungen und ihre Verwendbarkeit.

A. Andreae.

G. Scarabelli Gommi Flamini e L. Foresti: Sopra alcuni fossili raccolti nei colli fiancheggianti il fiume Santerno nelle vicinanze d'Imola. (Boll. Soc. geol. Ital. **16.** 201—241. 2 Taf. Rom 1897.)

Die Arbeit befasst sich zunächst mit den Lagerungsverhältnissen der Subappenninbildungen in dem Hügelland längs des Santerno bei Imola; auch wird an der Hand eines Profils das Auftreten des Miocän und Pliocän zwischen Ancona und dem Flüsschen Idice, sowie die Beziehungen dieser Schichten zum Eocän und der Kreide geschildert. — Im zweiten Theil beschreibt Foresti die Fossilien aus dem Subappennin von Santerno und gelangt zum Schluss, dass es sich um eine unterpliocäne Fauna handle, obwohl einige Formen einen miocänen Charakter zeigen.

A. Andreae.

E. Wittich: Beiträge zur Kenntniss der Messeler Braunkohle und ihrer Fauna. I. Theil: Geologie der Messeler Braunkohle. II. Theil: *Rhynchaeites messelensis* n. g., n. sp. (Abhandl. d. grossh. hess. geol. Landesanst. 3. Heft 3. 1898. 80—147. Taf. I u. II.)

Der erste Theil beschäftigt sich zunächst mit den geologischen Verhältnissen der Messeler Kohle. Es wird daran erinnert, dass Braunkohlen im Gebiete des Mainzer Beckens überhaupt zurücktreten; sie finden sich stets untergeordnet im Cyrenen-Mergel (Oberoligocän) bei Ober-Ingelheim, Hochheim, Seckbach etc., im Miocän ausser bei Messel, bei Salzhausen im Vogelsberg und dem Hessenbrücker Hammer bei Laubach, und gehören an den beiden letztgenannten Localitäten wohl zum Obermiocän, dann schliesslich im Oberpliocän bei Frankfurt a. M., in der Wetterau, in ziemlich mächtiger Entwickelung bei Seligenstadt und an einigen anderen Orten.

Das Messeler Kohlenvorkommen[1] stellt nur den Rest eines grösseren Kohlenbeckens dar, der sich in einer Grabenversenkung erhalten, wie dies die Profile auf Taf. I gut veranschaulichen. Die Kohle ist von Rothliegendem, sowie auch von Granit- und Hornblendegesteinen umlagert und unterlagert, und wird von mittlerem Diluvium mit seiner groben Steinsohle und darüber Flugsanden bedeckt.

Die ganze Kohle bildet eigentlich ein einziges Flötz mit unbedeutenden thonigen Zwischenlagen und hat an den Rändern 8—9 m und in der Mitte bis 150 m Mächtigkeit. Die Messeler Kohle ist ein feiner, structurloser, völlig von Bitumen durchtränkter Schieferthon. Der Aschengehalt der Kohle ist ein auffallend hoher und beträgt im Mittel 38 % (er schwankt zwischen 31 und 43 %); die 81 % Kieselsäure sind auf den beigemengten feinen Sand zurückzuführen. In der organischen Substanz der Kohle fällt der relativ hohe Wassergehalt, sowie die Menge von Stickstoff und Schwefel auf; diese sowohl wie der Phosphorgehalt des verbreiteten Messelites deuten auf eine theilweise Entstehung aus animalischen Resten hin. Der Messelit, ein wasserhaltiges Kalk-Magnesium-Eisenphosphat von der Formel $CaFeMg_3(PO_4)_2 + 2\frac{1}{2}H_2O$, ist triklin und findet sich namentlich in den oberen Regionen der Kohle und erfüllt hier vor allem zwei Schichtchen mit seinen,

---

[1] Der Ausdruck bituminöser Schieferthon für das Messeler Gestein ist wohl treffender als die Bezeichnung Kohle oder Braunkohle.

kleine Knötchen bildenden, sternförmigen Krystallaggregaten. Es folgen anbei die im Messeler Laboratorium (des Herrn Dr. Spiegel) ausgeführten Analysen:

Messeler Kohle				Messelit	
Asche		org. Substanz			
SiO_2	81 %	C . .	63,4 %	P_2O_5 . . .	37,72 %
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	12,16	H . .	9,0	CaO . . .	31,11
CaO	2,51	O . .	24,5	FeO . . .	15,63
MgO	0,91	N . .	1,9	MgO . . .	1,45
P_2O_5	0,94	S . .	1,2	MnO . . .	Spur
Lösliche Salze .	0,51		100,0 %	H_2O . . .	12,15
	98,03 %			Unl. Rest. .	1,40
					99,46 %

Die Kohle wird durch trichterförmige Tagebaue gewonnen und nach dem Trocknen in eisernen Retorten verschweelt, wo sie in Zersetzungswasser, paraffinhaltiges Öl, Gas und Kohlenstoff zerfällt. Die Hauptproducte sind neben Paraffin verschiedene Schmieröle, und aus dem Zersetzungswasser Ammoniak und Brenzcatechin. Die Fossilien der Messeler Braunkohle sind: zwei Crocodiliden, *Diplocynodon gracilis* Vail. (= *Alligator Darwini* Ludwig) und *Diplocynodon Ebertsi* Ludwig, beide verwandt mit den südamerikanischen Brillenkaimanen (Jacaré); an Schildkrötenresten, von denen nur dürftiges Material vorliegt, fand sich eine Trionychide, vielleicht *Aspidonectes gergensis* H. v. Mey. und *Testudo*-Reste. Von Fischen sind nicht gerade selten die beiden nordamerikanischen Ganoiden *Amia Kehreri* Andr. und *Lepidosteus Straussi* Kink. Ein neuer Vogel aus der Messeler Kohle ist im zweiten Theile ausführlich beschrieben.

Die meist sehr schlecht erhaltenen Pflanzenreste liessen bisher noch keine sichere generische Bestimmung zu.

Es folgt dann die Besprechung von einigen ähnlichen benachbarten Kohlenvorkommen bei Offenthal, Dieburg, Gundernhausen und Karlshof. Die Fossilien der Messeler Kohle verweisen diese in die untermiocänen *Corbicula*-Schichten.

II. Theil. In diesem wird das ziemlich vollständige Skelet eines fossilen Vogels, *Rhynchaeites messelenis* n. g., n. sp. beschrieben, das sich vor einigen Jahren in der Messeler Kohle fand. Das Skelet ist fast genau sagittal zerrissen und liegt in zwei Kohlenplatten, ein Theil der Knochen wurde durch Wegbrennen der Kohlentheile mit heissen Metalldrähten freigelegt. Auf die ziemlich detaillirte Beschreibung der einzelnen Skelettheile einzugehen, verbietet hier der Raum, und können wir nur die Schlussresultate wiederholen. Der fossile Vogel gehört zu einem nov. gen., das eine Mittelstellung zwischen Limnicoliden und Ralliden einnimmt, ähnlich wie die recenten Schnepfenrallen *(Rhynchaea)*. Der fossile Vogel ist jedoch plumper gebaut, gedrungener, und zeigt Unterschiede im Brustbein, so ein anderes Verhältniss des Costosternums zum Xiphosternum, und besitzt auch noch eine kleine Incisura accessoria. Bei den nahen Beziehungen von *Rhynchaea* zu *Rhynchaeites* ist es von Interesse, dass die spärlichen

Formen der lebenden Schnepfen oder Goldrallen sich in drei Arten in Australien (*R. australis* Wood), im westlichen Südamerika (*R. semicolaris* Vien.) und in Süd-Afrika *(R. capensis)* finden, also alterthümliche, nach Süden zurückgedrängte Formen mit discontinuirlicher Verbreitung darstellen.

A. Andreae.

A. de Limburg-Stirum: Sur les Nummulites du terrain bruxellien. (Bull. Soc. géol. de Belgique. **27**. 17.)

Verf. hat *Nummulites laevigata* bei Nethen in der Länge von Löwen gefunden, ferner bei Gobertange, Autgaerden etc. Diese Schichten sind Bruxellien und enthalten bei Gobertange Sandstein mit *Lucina Volderiana*. Die reiche Fauna von Autgaerden nähert sich mehr dem Untereocän als dem Laekenien und enthält Krebse ähnlich der *Xanthopsis bispinosa* des Yprésien. Die Schichten mit *Lucina Volderiana* sind Bruxellien, und das Laekenien reicht nicht wesentlich über das Dyle-Thal hinaus.

von Koenen.

G. Velge: De l'extension des sables éocènes laekeniens à travers la Hesbaye et la Haute-Belgique. (Bull. Soc. géol. de Belgique. **26**. 146.)

Verf. hält die unteren feinkörnigen Sande von Rocour lez-Liége und der Provinz von Namur für gleichalterig, und zwar für Laekenien, während sie bisher in der ganzen Hesbaye und bis Tirlemont und Löwen ohne Grund als Unteroligocän angesehen worden waren; sie erstrecken sich bis Aachen, und Verf. glaubt, den Sand von Bierset und den Thon von Hollogne für Wemmelien halten zu sollen, da bei Westerloo, Huppaye und Fayat, bei Onoz-Spy Nummuliten gefunden sind, welche dies beweisen.

von Koenen.

G. Velge: Sur les Nummulites du terrain bruxellien. (Bull. Soc. géol. de Belgique. **27**. 19.)

Verf. wendet sich gegen die Auslassungen von A. de Limburg-Stirum und bemerkt, dass *Lucina Volderiana* sowohl im Bruxellien als auch im Laekenien vorkommt, stimmt ihm aber darin zu, dass ohne genügenden Grund auf der neuen geologischen Karte alle Massen von Laekenien Dumont's als Bruxellien bezeichnet worden sind. Die feinen Sande an der Maas und im Condroz, die Dumont als Tongrien inférieur deutete, werden aber für Laekenien erklärt.

von Koenen.

Quartärformation.

M. Édouard Harlé: Age de la plaine de la Garonne en amont et en aval de Toulouse. (Bull. de la soc. géol. de France. (3.) **26**. 413. 1898.)

Von ihrem Austritt aus den Pyrenäen bei Cazères bis zum Departement Gironde fliesst die Garonne in einer mehrere Kilometer breiten Kies-

ebene, unter der in nur einigen Metern Tiefe miocäner oder oligocäner Mergel ansteht. Aber während stromaufwärts von Toulouse die Garonne 10—20 m tief in den tertiären Mergel eingeschnitten ist, fliesst sie stromabwärts dieser Stadt — richtiger bereits von der Einmündung der Ariège ab, die einige Kilometer oberhalb Toulouse erfolgt —, fast im Niveau der Ebene, die sie bei hohen Wasserständen sogar überfluthet. Verf. hat sich nun die Frage vorgelegt, ob die Ebene oberhalb und unterhalb zu derselben Zeit gebildet ist, und zu diesem Zwecke versucht, die mannigfachen Fundpunkte quartärer Säugethierreste nach ihrer verticalen Lage festzulegen, wobei sich herausstellte, dass die Funde von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorrhinus* unterhalb Toulouse überall in der die Ebene unmittelbar beherrschenden Terrasse gemacht worden sind, während oberhalb *Elephas primigenius* — *Rhinoceros tichorrhinus* ist dort nicht gefunden — die eigentliche Ebene kennzeichnet. Verf. zieht daraus den Schluss, dass die Terrasse unterhalb Toulouse gleichen Alters mit der Ebene oberhalb ist und folglich der Einschnitt oberhalb zeitlich der Ebene unterhalb entspricht. Verf. nimmt an, dass die Ariège, die die Wassermenge der Garonne verdoppelt, z. Th. wenigstens die Ursache der Änderung des Verhaltens der Garonne war, insofern als zum Schluss der Diluvialzeit, wo das Klima trockener wurde, sie mit Hilfe des Zuschusses der Ariège bei hohen Wasserständen unterhalb Toulouse beliebig ihr Bett verlegen konnte, während oberhalb diese Möglichkeit wegen der geringeren Wassermenge nicht gegeben war, was im Verein mit dem stärkeren Gefälle oberhalb zu einem Einschneiden führte. **O. Zeise.**

G. de Geer: Om den senkvartära landhögningen kring Bottniska viken. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **20.** 1898. 369. Mit 1 Karte.)

Die auffällige Erscheinung, dass, wie Högbom (dies. Jahrb. 1899. I. -238-) behauptet, das Maximum der spätquartären Landerhebung über der jetzigen Küstenlinie gelegen sein sollte, veranlasste den Verf., einige neue Bestimmungen der Höhenlage der höchsten marinen Grenze in Norbotten auszuführen. Mit Hilfe sieben genau angegebener Höhenlagen mariner Stranderosionen, Erosionsterrassen oder Moränen mit weggespültem Sand und Grus, ist ein Versuch gemacht, die Isobasen der betreffenden Erhebung auf einer Karte auszuziehen. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die wirkliche Hebungsaxe des nördlichen Schwedens landeinwärts nicht allzuweit östlich von der Eisscheide liegt.

Was die südlichen Theile des mittleren Norrlands angeht, scheint allerdings das Curvensystem, wie es von Högbom angegeben wird, niedriger gegen W. als in der jetzigen Küstengegend, aber dies kann, wie auch Högbom schon früher zugestanden hat, dadurch erklärt werden, dass die letzten Reste des Landeises hier, wo die späteste Eisscheide in der nächsten Nähe der Küste lag, die Entstehung von Strandlinien verhinderten, bis sich das Land etwas über das Maximum der Einsenkung schon erhoben

hatte; diese niedrigeren (westlicheren) Grenzen des spätquartären Meeres sollten demnach jünger sein als die höheren, weiter gegen O. hin angetroffenen. Aus den allgemeinen Gesetzen der Erhebung in toto scheint es wahrscheinlich, dass auch in dieser Gegend die wirkliche Hebungsaxe weiter landeinwärts verläuft.

In Finland decken sich u. A. die Axe der spätquartären Erhebung und die jetzige Höhenaxe des Landes.

Die spätquartäre Erhebung des Depressionsgebietes des Bottnischen Meerbusens scheint geringer gewesen zu sein als diejenige des Landes rings um den erwähnten Meeresarm, in dessen innerster Ecke eine geschlossene Isobase — 150 m? — eingezeichnet wird.

Der Hebungsgradient im östlichen Schweden ist beinahe ebenso steil wie an der Westseite von Fennoskandia, d. h. in Norwegen, und es scheint ein allgemeines Gesetz der betreffenden Erhebung zu sein, dass ihre Isobasen im Grossen und Ganzen eben da nahe aneinanderliegen, wo dies auch mit den Höhencurven der Fall ist. **Anders Hennig.**

A. G. Högbom: Till frågan om den senglaciala hafsgränsen i Norrland. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **21**. 1899. 595. Mit 1 Karte.)

Dieser Aufsatz beantwortet die Kritik von seiten de Geer's (siehe das vorhergehende Ref.). Mehrere neue Bestimmungen der Höhenlage der spätglacialen Meeresgrenze in Norrland sind hier vorgelegt nebst Bestätigungen oder Corrigirungen älterer Angaben. Die Höhenziffern werden auf einer Karte eingetragen; durch Verbindung gleichwerthiger Ziffern wird es anschaulich gemacht, wie die Höhenwerthe der marinen Grenze sich in dem Gebiet gruppiren. Aus den Resultaten der Höhenmessungen ist es, sagt Verf., wenigstens wahrscheinlich, dass die marine Grenze auch im südlichen Norrbotten und nördlichen Westerbotten von der Küste landeinwärts hin nicht steigende, sondern fallende Werthe zeigt, und dass die Curvensysteme, die hier im SW.—NO. gehen, mit einem Gradient von ungefähr 1 : 2000 sich gegen NW. senken.

Es ist überhaupt noch nicht möglich, die wirkliche Erhebung des Landes nach der glacialen Einsenkung zu schätzen oder die Lage der wirklichen Erhebungsaxe zu bestimmen. Dies kann erst dann geschehen, wenn die Grenzen der Eis-Seen im Inneren des Landes näher festgestellt sind; bis dahin muss man sich mit Bestimmungen der Maximalwerthe der marinen Bildungen begnügen.

Schliesslich wird eine tabellarische Übersicht über die bis jetzt publicirten Bestimmungen der spätglacialen Meeresgrenze im nördlichen Schweden gegeben. **Anders Hennig.**

Karl A. Grönwall: Recent Kalktuff ved Lellinge. (Meddelelser fra Dansk. Geol. Fören. No. 4. 1898. 77.)

Gleich westlich von Lellinge ist der obere Theil des südlichen Steilufers des Kjöge-Flusses von einer 0,5 m mächtigen Kalktuffschicht bedeckt, die noch in Zuwachs begriffen ist. Die Moosstengelchen sind nur theilweise von der Kalkkruste überzogen; ihre Spitzen sind noch völlig lebend. Von übrigen Pflanzen enthält der Tuff nur Buchenreste, und es ist demnach wahrscheinlich, dass seine Bildung erst in relativ später Zeit begann.

Anders Hennig.

G. Andersson: Den Centraljämtska Issjön. (Der centraljemtländer Eissee.) Ymer 1897. 41—76. 1 Kartentafel.

In Schottland und Amerika sind Eisdämmungsseen in Zusammenhang mit dem Abschmelzen des Landeises erkannt und ähnliche Beobachtungen von Högbom und Hansen auch für Skandinavien gemacht worden. An einem wohlausgebildeten System von Strandlinien, besonders zuerst am Kall-See beobachtet, ist zu erkennen, dass die jemtländischen Seen zur Abschmelzzeit aufgestaut waren durch den von der (160 km von der Reichsgrenze gelegenen) „Eisscheide" ausgehenden Eisrand im Osten und durch die Wasserscheide im Westen. Die Wassermengen können als ein einheitliches Ganzes aufgefasst werden, zuerst im Westen in getrennten Becken auftretend, dann sich gegen Osten vorschiebend zu einem einzigen grossen Wasser vereinigt und zuletzt sich wieder in verschiedene Theile auflösend. Diesen wandernden See bezeichnet Andersson als „Centraljemtländer Eissee", die einzelnen Theile nach den jetzigen Hauptseen oder Ortschaften. Drei der Hauptstadien sind auf der Tafel kartographisch verzeichnet. Es lassen sich 7 Entwickelungsstadien des Sees unterscheiden: 1. Der Handöls-Eissee, Niveau + 885 m, noch nicht genauer bekannt. 2. Ånn-, Anje- und Kall-Eissee (Fig. A); Ånn: Terrassen + 561 m bis 535 m, 750 qkm gross, Kall 1350 qkm gross, Strandlinien nicht über 470 m, hat bis zur vierten Phase mit gleicher Höhe, aber verschiedener Ausdehnung existirt. 3. Lith- und Kall-Eissee. Bei weiterem Rückschreiten des Eises bis Mörsil dehnt sich der Kall-See nach Ost bis zum Lithen aus, eine Senkung um 30 m ergreift den Wasserspiegel; gute Strandlinien. 4. Der grosse Kall-Eissee. Dehnt sich über das ganze mittlere und westliche Jemtland aus, mit zwei grossen Inseln (Fig. B), am besten bekannt, Abfluss über Sandsönäs. 5. Näld-Eissee (Fig. C), 4500 qkm gross, mit kolossalen Fjorden. Strandlinien (am Näld-See) 410—420 m hoch, Abfluss zum Botten, von der Südspitze des Stor-Sees nach Süden. 6. Stor-Eissee. Schöner Strandwall nördlich von Östersund, 363 m hoch, Terrassen im Undersåkerthal, Niveau demnach 360—370 m. Der Kall-See wurde selbständig. 7. Järp-Linie. Bei Fillsta am Storsjö 332 m hohe Terrasse, ähnlich bei Järpen u. a. O.

Die Sedimente des Eissees sind Moränenmaterial, Sand und Thon, auch von Eis-Schotter verfrachtete Blöcke. Die verschiedenen, meist scharf getrennten Strandwälle und (Erosions- sowie Accumulations-) Ter-

rassen deuten auf jeweiliges rasches Senken des Wasserstandes. Der kalkarme Thon erscheint in 3 Typen, seine feine Schichtung entspricht wie beim „Eismeer-Thon" Jahreszeitenabsätzen. Auf seinen Schichtflächen fanden sich dieselben Kriechspuren von *Chironomus*-Larven, die auch von dem intramoränen Thon von Frösö durch Högbom bekannt sind. Högbom hielt diesen Thon 1893 für interglacial, Andersson hält dagegen die überlagernde Moränendecke, die sicher von SO. gekommen ist, nicht für die Moräne einer besonderen Eiszeit, sondern von einem Vorstoss des etwa 50—70 km breiten Landeisrestes geliefert, also die intramoräne Ablagerung für viel jünger als „interglacial". **E. Geinitz.**

B. Doss: Über das Vorkommen von grossen erratischen Blöcken im Gebiete der baltischen Provinzen. (Corresp.-Bl. d. Naturf.-Ver. Riga. **40.** 1897. 118—122.)

Aufforderung zur Beobachtung von Riesenblöcken. Besprechung von Geschiebestreifen und Endmoränen. **E. Geinitz.**

B. Doss: Die postglaciale Hebung des Rigaer Strandes, mit einem Beitrag zur Kenntniss des Torfschiefers. (Corresp.-Bl. d. Naturf.-Ver. **40.** 1897. 25 p.)

Die postglaciale Hebung des Rigaer Strandes war nur gering, am besten ist sie am rechten Ufer der unteren Kurländer Aa zu constatiren, welche hier parallel der alten Küste verläuft; hier finden sich 2 m über d. M. Meeres-Conchylien. Ein Profil zeigte dort:

200 cm gelblicher aeolischer Sand, oben mit Vegetationsstreifen;
30 „ gelblichgrauer, horizontal geschichteter Sand;
33 „ röthlichgrauer, horizontal geschichteter Seesand, local Grandstreifen und Diagonalstructur;
10 „ *Cardium*-Bank mit massenhaft *Cardium edule* und *Tellina baltica*, eine halbfingerstarke Schmitze von Detritus enthaltend;
12 „ röthlichgrauer Seesand mit zerstreuten Conchylien;
1—1,5 „ Torfschiefer;
25 „ grauer Seesand, nach unten reichlicher *Cardium* und *Tellina;*
8 „ gelblichgrauer Seesand mit vereinzelten Cardien und Tellinen;
100 „ bläulichgrauer Seesand mit vereinzelten Cardien und Tellinen.

Der Torfschiefer, von Früh untersucht, enthält keine Organismen des brackischen oder lacustren Wassers, wie auch keine Hochmoorbildungen; er ist durch Anschwemmung seitens eines fliessenden Wassers oder in einer geschützten Lache entstanden. Er ist nicht derselbe wie der anderenorts bekannte Lebertorf.

Andere Profile zeigten Ähnliches, theils ohne, theils mit Torfschiefer, resp. Einlagerungen von pflanzlichem Detritus. Die Cardien und Tellinen sind ein wenig grösser und dickschaliger, als die recenten Individuen des

Rigaer Strandes; *Mytilus* und Süsswassermollusken sind sehr selten, im Gegensatz zu dem heutigen Befund. Das reichliche Vorkommen von Bernstein am Rigaer Strand und auch landeinwärts wird durch eine Hebung des Gebietes erklärt.

Die Niveauschwankungen waren also folgende: Durch eine mindestens 8 m betragende Senkung wurden Meeresablagerungen auf den älteren quartären Sedimenten abgesetzt, wobei es local zur Bildung kleiner Lachen kam, in denen sich feinster pflanzlicher Detritus oder Schlick ablagerte; darauf trat eine Hebung ein, die Meeressedimente wurden dem Bereich der See entzogen und das Ufer rückte seewärts nach Norden vor.

E. Geinitz.

B. Doss: Über Inselbildung und Verwachsung von Seen in Livland unter wesentlicher Betheiligung koprogener Substanz. (Corresp.-Bl. d. Naturf.-Ver. Riga. 40. 1897. 17 p.)

Von den Relicten-Seen an der Kurländer Küste des Rigaer Meerbusens sind der Kanger-See und der von ihm abgetrennte Duhn- oder Schlamm-See durch ihren organischen Schlamm von besonderem Interesse. Von NW. und SO. findet in den ersteren ein fortwährendes Weiterwachsen der Uferformationen statt; der Einengung arbeitet eine Inselbildung von verschiedenen Punkten innerhalb des Sees hilfreich entgegen. Das erste Substrat, welches bei diesem Landgewinn die Unterlage liefert, ist vorwiegend animalische Substanz, ein grauer Schlamm, der vorwiegend aus dem Koth von Schnecken, Muscheln und Wasserinsecten, vermischt mit Diatomeen, besteht; pflanzliches Leben siedelt sich später an und vollendet den Process. Der Schlamm erreicht eine Mächtigkeit von 12—21 Fuss; vielleicht kann er für balneologische Zwecke benützt werden.

E. Geinitz.