Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

C. R. van Hise: The Training and Work of a Geologist. (The American Geologist. **30**. 150—170. 1902.)

Die Grundwissenschaften der Geologie sind Physik, Chemie, Mineralogie und Biologie, wichtige Hilfswissenschaften sind Mathematik, Astronomie und Metallurgie; hauptsächlich aber kommt es auf praktische Schulung an auf Excursionen und Reisen, und besonders durch geologisches Kartiren. **A. Sachs.**

A. Verri: Elenco di scritti contenenti applicazioni della geologia. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22**. 549—578. (1903.) Roma 1904.)

Dieser Aufsatz ist nicht für die Fachgeologen, sondern für das grössere Publicum bestimmt, um demselben zu zeigen, in wie mannigfacher Weise die Geologie ins praktische Leben eingreift, also wie eine ausserordentlich wichtige Wissenschaft sie ist. Zu dem Zwecke sind die Titel der italienischen Arbeiten zusammengestellt, die sich mit solchen Fragen der angewandten Geologie beschäftigen. Die Materie ist geordnet nach folgenden fünf Kategorien: Oberflächengestalt, Ackerbau, Ingenieurwissenschaft, Bergbau und Quellenkunde, Verschiedenes. **Deecke.**

Physikalische Geologie.

W. J. Sollas: The Figure of the Earth. (Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 180—188. London 1903.)

Kreisförmige oder wenigstens kreisbogenartige Anordnung von Vulcanen, vulcanischen Inseln, Küstenlinien, Gebirgsketten tritt deutlich hervor, wenn man statt der Karten einen Globus benützt. Die Aleuten sind ein vortreffliches Beispiel dafür; ein anderer Kreisbogen hat sein Centrum in 15° nördl. Breite und 118° östl. Länge, wenig westlich von Luzon. Der Bogen beginnt in Birma, berührt die Andamanen und verläuft über die

Sunda-Inseln in genau beschriebener und ebenso wie die übrigen Ausführungen des Verf.'s auf 2 Kärtchen erläuterter Weise. Es werden eine ganze Reihe derartiger Kreisbogen aufgesucht, eingezeichnet und benannt.

Verbindet man das Centrum des Aleutenkreises mit dem des ostindischen, also der beiden nach dem Verf. wichtigsten und deutlichsten Beispiele durch einen grössten Kreis, so geht dieser durch die Randmeere von Ostasien, Alaska, die Mitte von Nordamerika, die Spitze von Florida, das Westindische Meer, das ganze nördliche Südamerika; er erreicht in Südbrasilien von Neuem die See, geht etwas nördlich des antarktischen Continents entlang, bleibt westlich von Australien, um schliesslich das ostindische Centrum wieder zu erreichen. Von diesem Verlaufe nimmt Verf. an, dass er „remarkable correspondence with the general trend of the great zone of Pacific weakness" aufweist („bemerkenswerthe Übereinstimmung mit der allgemeinen Erstreckung der grossen Zone pacifischer Schwäche"). Der eine Pol dieses grössten Kreises liegt nahe Kufra in der Libyschen Wüste, der andere im Pacifischen Ocean, südlich der Gesellschaftsinseln, in 35° südl. Breite, 152° westl. Länge. Den Kreis selbst bezeichnet Verf. als den „Leitkreis" (directive circle) des pacifischen Gürtels.

Kehrt man nun den Globus so gegen sich, dass man direct auf den eben angeführten afrikanischen Pol dieses Kreises sieht, so bekommt „der afrikanische Continent das Aussehen einer weit ausgedehnten Kuppel (vast dome), die von dem Meer umgeben ist und von dem Pacifischen Ocean durch eine unregelmässige und unterbrochene Zone vom Land abgetrennt ist, welche sich fast um die ganze Erde, etwa in der Mitte zwischen dem afrikanischen und dem pacifischen Pol herumzieht. Bei der Betrachtung dieser auffälligen morphologischen Eigenschaft sind indessen die grossen Eurasischen Faltenzüge noch unberücksichtigt geblieben. Um auch diesen Rechnung zu tragen, geht Verf. wie folgt vor.

Der Baikal-See wird als Bogen eines kleinen Kreises angesehen, welcher die von Suess als das morphologische Centrum von Asien bezeichnete Region umgiebt. Verbindet man dies mit dem ostindischen Centrum durch einen grössten Kreis, so geht er durch das „Kaukasus-Centrum" und das „Isländische Centrum", welches den Atlas—Krim-Bogen bestimmt. Er wird von dem Verf. als der „Leitkreis der Eurasischen Faltung" bezeichnet und soll an Bedeutung nur hinter dem pacifischen zurückstehen.

Der Winkel, den die beiden beschriebenen Leitkreise miteinander bilden, beträgt 39°. Halbirt man diesen Winkel durch einen dritten grössten Kreis, so erhält man einen „mean directive circle" („mittleren Leitkreis"), dessen „Pol einen so hohen Grad von Symmetrie bestimmt, als überhaupt in dem Antlitz unseres Planeten zu entdecken ist". Er liegt nahe den Quellen des Weissen Nils, 6° nördlich vom Äquator. „Die Axe der Erdsymmetrie geht so von der Mitte des afrikanischen Continents zur Mitte des Pacifischen Oceans." Afrika bildet um den einen Pol herum eine dreilappige Erhebung, zwischen deren Lappen der Atlantische und Indische Ocean eindringen, während auf der dritten Seite nur das Mittelmeer und

Schwarze Meer eine Versenkung andeuten. Aus diesen hier natürlich nicht in den Einzelheiten mittheilbaren Betrachtungen heraus kommt Verf. zu dem Ergebniss, dass die Erde eine roh birnförmige Gestalt habe. Afrika entspräche dem spitzen, gestielten Ende der Birne, der Pacifische Ocean dem breiten, entgegengesetzten Ende u. s. w. Zur Erklärung dieser Gestalt bezieht er sich auf G. H. Darwin's Hypothese über die Abtrennung des Mondes von der Erde und auf O. Fisher's Annahme, dass der Pacific gewissermaassen die Narbe der Wunde darstelle, an der die Abtrennung des Mondes sich vollzogen habe.

Indessen kommt Verf. selbst schon am Schlusse seines Aufsatzes und in einer nach dessen Verlesung beim Drucke hinzugefügten Fussnote zu einem abweichenden Resultat. Er bezieht sich da auf eine Arbeit von J. H. Jeans[1], welcher auf Grund einer mehr mathematischen Untersuchung der Erdgestalt, zwar auch diese als birnförmig anerkennt, die Orientirung der Birne aber ganz anders wählt. Australien repräsentirt bei ihm das gestielte Ende, die „Landhemisphäre" das entgegengesetzte breite Ende. Verf. schliesst sich in seiner Fussnote dieser Meinung an und zeigt damit selbst am deutlichsten, welch geringes Maass von Sicherheit derartige Speculationen zur Zeit besitzen, wie anregend und interessant sie auch im Einzelnen sein mögen. **Wilhelm Salomon.**

W. Branco: Zur Spaltenfrage der Vulcane. (Sitz.-Ber. k. preuss. Akad. d. Wiss. Physik.-math. Cl. **36**. 757—778. 1903.)

Die vom Verf. in verschiedenen Arbeiten über den Vulcanismus geäusserten Anschauungen haben von mehreren Seiten Einwendungen erfahren, gegen welche die vorliegende Abhandlung zunächst Stellung nimmt. Bergeat hatte darauf hingewiesen, dass, wenn die Entstehung der Vulcane von Spalten unabhängig sein sollte, das Auftreten jener in Bruchgebieten unerklärlich sei. Branco betont dem gegenüber, dass er niemals bestritten habe, dass Vulcane dort auftreten könnten, wo dem Magma durch Spalten der Durchbruch nach der Oberfläche gebahnt sei. Felix und Lenk hatten Zweifel an der weiten Verbreitung der von Branco beschriebenen Durchblasungen geäussert und sie für locale Phänomene erklärt; Verf. verweist insbesondere Lenk auf die neuerdings von Bücking beschriebenen Basalt- und Phonolithdurchbrüche in der Rhön, am Vogelsgebirge und in Thüringen, auf ähnliche Vorkommnisse in Niederhessen (Bauer), in den Sudeten (Tietze), in Schottland (A. Geikie), auf die palaeozoischen Durchschlagsröhren in den Monteregian Hills in Canada (nach Frank Adams). Auch die Vulcane von Südamerika und Mexico werden wieder als Belege für die Unabhängigkeit der Vulcane von Spalten citirt. „So ergiebt sich, dass jetzt bereits thatsächlich in sehr verschiedenen Gebieten Europas und Amerikas, und zwar sowohl in tertiärer als auch schon in palaeozoischer

---

[1] Proceed. Roy. Soc. **71**. 136.

Zeit immer wieder dieselbe Möglichkeit einer Unabhängigkeit vulcanischer Ausbrüche von präexistirenden Spalten erwiesen ist. Selbstverständlich lässt sich diese Aussage nur für den uns sichtbaren Theil der Erdschichten erweisen. Die Zustände in der Tiefe entziehen sich dem Auge, es kann daher thatsächlich Beobachtetes über diese nicht ausgesagt werden."

Gegenüber R. Hörnes vertheidigt Branco seine Anschauungen von der treibenden und aufstauenden Kraft der Lakkolithen; dieselben wölben selbstthätig die Schichten empor, verursachen also blasige Auftreibungen in der Erdkruste. Ihre meist rundlichen Querschnitte sprechen dafür, dass sie nicht immer in Hohlräume eingedrungen sind, welche durch die Gebirgsfaltung entstanden, wenn auch zugegeben wird, dass Spalten, Faltung und selbständiges Empordrängen des Gluthflusses zur Entstehung von langgestreckten Lakkolithen geführt haben können. Die Ansicht, dass das Nördlinger Ries in erster Linie infolge einer solchen blasenförmigen Auftreibung der Juraschichten durch einen Lakkolithen entstanden sei, wird als die einfachste Erklärung der merkwürdigen Überschiebungen in dessen westlicher Umgebung bezeichnet, da das Phänomen ja doch als eine Folge vulcanischer Kräfte aufgefasst werden müsse.

Da nach Verf.'s Untersuchungen im Gebiete von Urach die Durchschlagsröhren mindestens bis zu 800 m, nach den von A. Geikie in Schottland gewonnenen Ergebnissen die dortigen bis mindestens 2600 m Tiefe reichen müssen, so kommt Branco zu dem Schlusse, dass gegenüber der Länge solcher Röhren den Spalten in der Tiefe überhaupt nur eine ganz nebensächliche Bedeutung für die Vertheilung der Durchbruchsorte zukommen könne. Sind Spalten vorhanden, dann können sie wohl dem Empordringen des Magmas den Weg weisen, damit aber Durchblasungen entstehen, sei nur die Anwesenheit eines gasreichen Lakkolithen in geringer Tiefe unter der Oberfläche nöthig, von dem aus die Durchblasungen in regelloser Vertheilung und wie bei Urach und in der Rhön in grosser Zahl vor sich gehen. „Gleichviel nun, ob über dem Schmelzherde grössere unterirdische Wasseransammlungen sich finden, die von ihm erhitzt werden, so dass eine „Contact"-Explosion erfolgt" (wie sie Verf. früher für am wahrscheinlichsten gehalten hatte); oder ob er selbst grosse Gasmassen im absorbirten Zustande mit sich führt — in seinem Dache können sich offenbar durch Explosionen solche Canäle bilden. Sind zufälligerweise in dem Dache Spalten oder auch nur Haarspalten vorhanden, so werden die Explosionen gewiss hier zuerst einsetzen. Aber sobald nur einmal durch die erste Explosion in der Tiefe eine Höhlung geschaffen ist, werden in diese hinein immer neue Gasmassen explodiren und sich schliesslich nach oben hin durcharbeiten — gleichviel, ob sie hierbei auf Spalten treffen, die ihnen das erleichtern, oder nicht. Das Vorhandensein von Spalten erscheint daher in solchen Gebieten als das mehr Nebensächliche, welches zwar natürlich benutzt wird da, wo es vorhanden ist, aber fehlen kann, ohne den Vorgang damit zu verhindern. Das Vorhandensein reichlicher Mengen explodirender Gase dagegen erscheint mir für die Bildung dieser Durchbruchsröhren als das Hauptsächliche, Entscheidende."

Bezüglich der Möglichkeit, dass überhaupt offene Spalten entstehen können, unterscheidet Branco zwischen Gebieten mit hohem Gebirgsdruck, in denen die Spalten geschlossen bleiben müssen, und solchen mit Zerrung, in welchen sie offen stehen. Der Gebirgsdruck schliesst alle entstehenden Spalten, welche in der Tiefe schon wegen der Plasticität aller Mineralien, die Branco für eine ausgemachte Thatsache hält, nicht bestehen können. Deshalb sei es ausgeschlossen, dass die Vulcane der pacifischen Ostküste, die auf einem Faltengebirge liegen, an Spalten gebunden seien. Dagegen erheben sich die Vulcangebiete der pacifischen Westküste über Bruchzonen, innerhalb deren (nach v. Richthofen) ein Absinken des asiatischen Festlandes stattfand; es musste dort eine Auflockerung, eine Zerrung der Erdkruste statthaben. „Dort entstanden die Spalten durch Zusammenpressung, die ja so stark ist, dass die Gesteinsschichten gefaltet bis fächerförmig aneinandergepresst werden. Hier entstanden sie durch den gegentheiligen Vorgang, durch Auseinanderzerrung. Während daher dort fest geschlossene Spalten sich ergeben, entstehen hier offene und immer wieder von Neuem geöffnete Spalten. Ebenso widerspruchsvoll wie dort die Lehre von einer Befreiung des Schmelzflusses durch offene Spalten erscheint, da diese doch geschlossen sein müssen, ebenso leicht begreiflich wird sie hier.“ Die Faltung betrifft nach Verf. nur die oberflächlichen Theile der Erdkruste, und es wäre wohl möglich, dass in der Tiefe durch Zerrung geöffnete Spalten durch jenen oberflächlich geschlossen sind. „Dann könnte also selbst in Gebieten der Pressung doch in der Tiefe der Schmelzfluss auf Spalten aufsteigen, also von Spalten abhängig sein, während er in den höheren Schichten sich durch Explosionen einen Ausweg bahnte, also von Spalten unabhängig wäre. Trotzdem aber würde für alle diese Gebiete mit Zerrung der schwerwiegende Einwand zu Recht bestehen bleiben, dass in der Tiefe, überall wo genügender Druck herrscht, die Gesteine plastisch werden müssen, die Spalten also nur dann klaffend bleiben können, wenn sofort Schmelzfluss in ihnen aufsteigt und sie erfüllt.“

Verf. kommt auch auf die Thatsache zu sprechen, dass die Vulcane scheinbar nicht auf den Hauptbruchzonen, sondern längs derselben angeordnet sind. Ich hatte das damit zu erklären versucht, dass ich annahm, dass in Gebieten intensivster Störungen die Pressung das Offenstehen von Spalten verhindere, dass dagegen durch eine Zerrüttung der angrenzenden Schollen dem Magma ein Ausweg geschaffen werde. Branco meint, „eine Zerrüttungszone kann nur ein Gebiet sein, in dem der Gegensatz von Hauptbruchlinien, d. h. kleinere Spalten oder nur Haarspalten oder mehr oder weniger bruchlose Verbiegungen, sich finden.“ So hatte ich mir die „Zerrüttungszonen“ selbstverständlich nicht vorgestellt, sondern ich hatte dabei an eine Auflockerung, oder um Branco's Ausdruck zu gebrauchen, an eine Zerrung gedacht, durch die eine grössere oder geringere Menge offener Spalten gewissermaassen im Hinterlande jener Hauptstörungen (Überschiebungen, Verwerfungen oder Faltungen) entsteht. Als Beispiele für solche Auflockerungen betrachte ich die Erzgänge im Störungsgebiet von Toscana, die Oberharzer Gänge, welche der nördlichen

Randstörung (Überschiebung?) des Harzes parallel laufen und glaube, dass sich noch eine grosse Menge derartiger Beispiele beibringen liesse, die thatsächlich eine Auflockerung, einen Schollenzerfall in Begleitung einer Störung kennzeichnen und weitab von der Hauptstörung angetroffen werden können. Ferner möchte ich hier nur darauf hinweisen, dass das Auftreten von Spalten in gefalteten Gebirgen schon deshalb denkbar ist und möglich sein muss, weil der faltende Druck schon längst nachgelassen haben kann, als später die Schollen auseinanderfielen. Spalten und Falten können ganz verschiedenen Zeiten und Vorgängen angehören, wie das durch Beispiele kaum belegt zu werden braucht. Endlich bin ich der Ansicht, dass man der Vertheilung und Streichrichtung der Erzgänge bei all solchen Discussionen noch eine viel zu geringe Beachtung geschenkt hat. Sobald man annehmen darf, dass sie aus grosser Teufe emporsteigen und ihre Ausfüllung mit unterirdischen Magmabeständen ursächlich zusammenhängt, muss man auch zugeben, dass in grosser Tiefe Spalten lange offen stehen können. Denn in diesem Falle hat der Process der Spaltenfüllung sicherlich nicht die Schliessung der Gangspalte verhindert, wie man das bei einem unter Druck vor sich gehenden Eindringen des Magmas annehmen könnte. **Bergeat.**

T. G. Bonney: On the Relation of Certain Breccias to the Physical Geography of their Age. (Quart. Journ. Geol. Soc. **58**. 185—206. London 1902.)

In der vorliegenden auch für die Untersuchung des deutschen Rothliegenden interessanten Arbeit beschreibt Verf. der Reihe nach kurz theils auf Grund eigener Studien, theils nach der Literatur Breccien des Rothliegenden, der Trias, des Jura und des Flyschs in England, Thüringen und den Alpen. Er vergleicht sie mit recenten Breccienbildungen, nämlich den Schuttströmen der Falkland-Inseln und den von Blanford und Tietze beschriebenen sehr ausgedehnten Breccienbildungen Persiens und untersucht die physischen Bedingungen ihrer Entstehung. Für den Flysch erkennt er die marine Bildung der die Blöcke enthaltenden Schichten an. Für die anderen Breccien aber nimmt er Entstehung auf dem Lande an, und zwar in einem continentalen Klima mit grossen Temperaturschwankungen und kalten Wintern. Die Niederschläge müssten seiner Meinung nach wesentlich im Winter und zwar als Schnee gefallen sein. Für Gletschermoränen hält er die Breccien indessen nicht, sondern er bezieht sich hinsichtlich ihrer horizontalen Ausbreitung auf die gletscherfreien Theile von Spitzbergen, wo nach Garwood vom Froste abgelöste Gesteinstrümmer auf der Winterschneedecke sehr weit gleiten. Verf. giebt übrigens zu, dass in besonderen Fällen, wie am Sinai, trotz hoher Mitteltemperatur und heisser Sommer, durch gelegentliche wolkenbruchartige Regengüsse ähnliche Bildungen entstehen können. — Er schliesst auf Grund seiner Überlegungen, dass „die englischen Inseln“ und „Norddeutschland“ zur Zeit des Rothliegenden, ja möglicherweise auch

während eines Theiles der Triasperiode von „westlichen Meeren“ ganz abgeschnitten gewesen sein und ein continentales Klima gehabt haben müssten. **Wilhelm Salomon.**

A. Strahan: On the Origin of the River System of South Wales, and its Connection with that of the Severn and the Thames. (Quart. Journ. Geol. Soc. **58**. 207—225. Pl. V. London 1902.)

Verf. beschreibt eingehend die vorhandenen, bezw., wie seine Untersuchungen zeigen, vielfach fehlenden Beziehungen zwischen den Fluss-Systemen im südlichen Wales und dem geologischen Bau des Untergrundes und sucht festzustellen, welche tektonischen Erscheinungen auf die Richtung und Anordnung der Flüsse von Einfluss gewesen sind. Er untersucht daher das Alter und die Richtung der gebirgsbildenden Bewegungen und stellt seine Ergebnisse in der folgenden Tabelle dar.

Zeitalter	Art der Bewegung	Richtung
Postcarbonisch-Praetriadisch	„Hebende Bewegung“ [1] Impuls von Süden stammend.	Armorikanisch
Ebenso	Senkung	Charnisch
Cretaceisch	„Hebende Bewegung“ Impuls von Süden	Armorikanisch
Postcretaceisch und vielleicht eocän	Senkung	Charnisch
Postoligocän Praepliocän	„Hebende Bewegung“ Impuls von Norden	Caledonisch
Ebenso	„Hebende Bewegung“ Impuls von Süden	Armorikanisch

Die Bezeichnungen „Armorican, Charnian, Caledonian“ sind dabei im Lapworth'schen Sinne ohne Rücksicht auf das Alter, rein auf Grund der Bewegungsrichtungen gemeint.

Von allen diesen gebirgsbildenden Bewegungen haben allein die post-oligocänen einen directen Einfluss auf die jetzt existirenden Flusssysteme ausgeübt, und alle diese haben sich zwischen dem Oligocän und dem Pliocän zu bilden begonnen. Damals bedeckte nach Verf. noch ein sanft abfallender Mantel von Kreideschichten die jetzt zu Tage liegenden gefalteten und verworfenen älteren Formationen. Entsprechend der Neigung dieser jetzt durch Abtragung verschwundenen Kreideoberfläche bildeten sich die Flusssysteme heraus, die man also bei uns in Deutschland als epigenetisch bezeichnen wird. Freilich wurde das hydrographische System noch durch jüngere Erdkrustenbewegungen von caledonischer Richtuug local gestört. Das Themse-Kennet-Bassin und das Becken des Severn und Avon ver-

---

[1] Gemeint ist Faltung und Überschiebung.

danken ihre Trennung einer niedrigen Antiklinale von caledonischem Streichen.

Hinsichtlich der Einzelheiten der sehr lesenswerthen Studie muss auf das Original verwiesen werden, dessen Kärtchen trotz des kleinen Maassstabes (1 Zoll : 30 engl. Meilen) die Orientirung sehr erleichtert.

Wilhelm Salomon.

Petrographie.

J. Soellner: Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. d. J. 1901. **22**. 1—78. 1 Karte. 1 Taf. Prof. 2 Taf. Mikrophot. 1902. Inaug.-Diss. Strassburg 1901.)

Die Schwarzen Berge, die südlichste grössere zusammenhängende Berggruppe der Rhön, südlich vom Kreuzberg gelegen, bestehen aus den Schichten der Trias von der untersten Stufe des mittleren Buntsandstein bis zum oberen Muschelkalk; doch treten von dem oberen Muschelkalk (Trochiten- und *Nodosus*-Kalk) nur spärliche Reste zu Tage. Die Schichten streichen im Allgemeinen von SW. nach NO., im südlichen Theile des Gebietes auch N.—S. und fallen fast immer flach nach SO. resp. O. Über den mesozoischen Sedimenten breiten sich die tertiären Basalte mit ihren Tuffen aus. Verwerfungen sind in nur geringer Zahl vorhanden, die wichtigste hat eine Sprunghöhe von appr. 100 m; im Zusammenhang mit Schichtenstörungen stehen mehrere Schwerspathgänge.

Unter den Eruptivgesteinen werden unterschieden:

Plagioklasbasalte in zahlreichen Vorkommen, aber ohne bedeutende räumliche Ausdehnung, da sie wesentlich als kleine Quellkuppen, Schlotausfüllungen und Gänge auftreten. Es werden holokrystallin porphyrische Varietäten mit viel Plagioklas und hypokrystallin porphyrische mit wenig, auf die Grundmasse beschränktem Plagioklas unterschieden. Der Olivin zeigt in manchen Vorkommen (Mittelberg, Knörzchen) Juxtapositions- und Penetrationszwillinge nach einem neuen Gesetz: Zwillingsebene ist eine Fläche von (021). Scharf durch Flächen von (021) abgegrenzte Kerne von frischer Substanz in der herrschenden Serpentinmasse resp. das Vorhandensein eines schmalen, frischen Olivinrandes um den völlig serpentinisirten Kern führt Verf. auf eine versteckte Spaltbarkeit nach (021) zurück.

Nephelinbasalte, weitverbreitet in ausgedehnten Decken von geringer Mächtigkeit, sowie in Kuppen, Gängen und Ausfüllungen von Eruptionscanälen. Es herrschen hypokrystallin porphyrische Varietäten, glasreich und glasarm, doch treten auch holokrystallin porphyrische auf. Der Olivin ist bei den hierher gehörigen Gesteinen vom Rehbocker Loch und östlich von den Birleinswiesen auf der SO.-Seite des Feuerberges in Iddingsit umgewandelt (früher für Biotit gehalten), Nephelin ist auf die

Grundmasse beschränkt; bisweilen umwächst er regelmässig als dünne Hülle den Olivin, wobei sich zwischen diesen beiden Mineralen, deren Verticale parallel sind, ein schmaler Filz von Augit einstellt. Ein Vorkommen von der W.-Seite des Schwarzenberges enthält im Schliff farblosen Melilith.

Nephelinbasanite besitzen die weiteste Ausdehnung, herrschen unter den Decken, bilden aber auch mächtige Schlotausfüllungen. Einsprenglinge sind Olivin und Augit, die Grundmasse besteht aus Augit, Nephelin, Plagioklas (Labrador-Bytownit), bisweilen als Füllmasse erscheinend, in einzelnen Vorkommen Melilith, Magneteisen, Glas; accessorisch Biotit, Apatit, Picotit. Untergruppen werden nach dem Vorhandensein resp. der Menge des Glases gebildet; unter den glasfreien Gliedern finden sich auffallend viele, die nur eine geringe räumliche Ausdehnung besitzen. Der Melilith wurde im Basanit vom Barnstein durch Behandeln des Pulvers mit verdünnter kalter HCl (1 : 5) nachgewiesen; der Auszug wies einen Gehalt an CaO von 1,68 % der Gesammtsubstanz auf, dem ein Melilithgehalt von 5,25 % des Gesteins entsprechen würde. Die Analyse dieses melilithführenden Basanites vom Barnstein ergab folgende Werthe: SiO^2 41,70, Al^2O^3 14,52, Fe^2O^3 9,59, FeO 2,80, MgO 11,88, CaO 12,90, Na^2O 4,83, K^2O 2,50; Sa. 100,72.

Limburgite nur in beschränkter Zahl und fast ausschliesslich auf Gänge und Eruptionscanäle beschränkt, mit einer einzigen Ausnahme sämmtlich Limburgite zweiter Art.

Picotitführende Basalte, drei selbständige, den Basanit und den darüber liegenden Nephelinbasalt des Löserhag's durchbrechende Vorkommen, als Einsprenglinge Olivin und Augit, in der Grundmasse Augit, Nephelin, accessorischer Plagioklas, braunes oder farbloses Glas enthaltend, ohne Magnetit, dessen Stelle von Picotit eingenommen wird. Picotit tritt in scharf ausgebildeten, nicht selten aber corrodirten (110) auf; vereinzelt finden sich Körner von 0,3—0,5 mm Durchmesser, die Hauptmasse ist viel kleiner (in zwei Vorkommen durchschnittlich 0,05, im dritten von 0,08—0,14 mm). Eine zur Analyse ausreichende Menge konnte nicht isolirt werden; aus mikrochemischen Versuchen wird Überwiegen von Thonerde und Anwesenheit von Chrom in geringer Menge gefolgert, die Körnchen ritzen Feldspath, was gleichfalls für Picotit und gegen Chromit spricht. Unter Zugrundelegung der Zusammensetzung des Picotites aus dem Lherzolith vom Weiher Lherz würde das analysirte Gestein, picotitführender Limburgit erster Art, südlicher Durchbruch auf dem Löserhag, Sign. 766, bei Oberbach, entsprechend 0,42 % Cr^2O^3 5—6 % Picotit enthalten. Die von M. Dittrich (Heidelberg) ausgeführte Analyse ergab: SiO^2 42,55, TiO^2 2,59, A^2O^3 10,75, Cr^2O^3 0,42, Fe^2O^3 4,92, FeO 6,60, MnO Sp., CoO 0,13, MgO 15,51, CaO 10,80, Na^2O 2,94, K^2O 1,57, P^2O^5 0,48, Gl.-V. 0,57; Sa. 99,83. Die beiden anderen Vorkommen enthalten neben dem lichtbraunen Glas Nephelin in erheblichen Mengen, so dass sie als picotitführende Nephelinbasalte bezeichnet werden.

Einschlüsse entstammen hauptsächlich dem Buntsandstein, auffallend selten dem Muschelkalk; ziemlich häufig sind körnige Ausscheidungen von Augit-Plagioklasmassen von Faust- bis Kopfgrösse.

Die Basaltbreccien, welche als Ausfüllung von verticalen Eruptionscanälen und Gängen auftreten, bestehen aus eckigen Basaltbruchstücken und Fragmenten der Triassedimente, gewöhnlich durch feinklastisches Basaltmaterial, seltener durch zeolithische Substanzen mit kleinen Kryställchen, besonders von Chabasit verkittet.

Für die Altersverhältnisse der Eruptivgesteine ergab sich folgende Reihenfolge (von unten nach oben):

I. Plagioklasbasalt.
II. Melilithführender Nephelinbasalt.
III. Nephelinbasanit.
IV. Nephelinbasalt.
V. Picotitbasalt.

Doch bilden zuweilen Nephelinbasalt und Nephelinbasanit Theile eines geologischen Körpers. Das relative Alter der Limburgite konnte nicht festgestellt werden. **Milch.**

R. Nessig: Graphitreiche Zermalmungsproducte des Lausitzer Granites. (Sitz.-Ber. u. Abh. d. naturw. Ges. Isis. 1902. 61, 62. Dresden 1903.)

In dem im Loschwitzgrunde gegenüber dem Gasthaus zur Eule gelegenen Granitbruche fanden sich von der Bruchsohle bis zur oben abschliessenden Lehmdecke längs zweier, etwa $1\frac{1}{2}$ m von einander abstehender Klüfte faustdicke Lagen eines stark veränderten, gneissartig ausgewalzten und zermalmten Granites, die reichlich als „Belag oder Imprägnation" Graphit „als das bekannte amorphe Mineral" (?) enthalten. Wie das Mikroskop lehrt, tritt der Graphit ausserdem reichlich auf den Spaltungsrissen des secundären sericitähnlichen Glimmers auf, der sich massenhaft in regellosen Lagen und rosettenförmigen Aggregaten im Gestein findet, und stellt sich auch zwischen den Glimmerindividuen in Form von Klumpen, Ballen und Flocken ein. „Bisweilen imitirten Graphit und Glimmer eine förmliche Fluctuationsstructur."

Verf. muss unentschieden lassen, ob das graphitische Material von oben her in die mit zermalmtem Gestein erfüllten Klüfte infiltrirt ist, oder ob, wofür die Nähe der Lausitzer Bruchspalte spricht, eine Imprägnation von der Tiefe aus, vielleicht durch Reduction kohlenstoffhaltiger Dämpfe erfolgt ist; keinesfalls handelt es sich um Einschlüsse von Graphit in Granit. **Milch.**

V. Zeleny: Serpentin mit Eisenglanz im Hornungsthale bei Grünbach (Niederösterreich). (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 266, 267.)

Verf. fand im Hornungsthal bei Grünbach olivengrünen dichten Serpentin mit Bastitblättchen, an mehreren Stellen stockförmig

den Werfener Schiefer durchbrechend. Unweit davon findet man im Werfener Schiefer Gypslager, in dem, als spätere Reductionsbildung gedeutet, Eisenglanz „in Form von leicht spaltbaren glänzenden Blättchen“ zusammen mit Ocker Höhlungen in Gyps ausfüllend auftritt. [Der Titel der Notiz: Serpentin mit Eisenglanz beruht somit offenbar auf einem Schreibfehler. Ref.] **Milch.**

W. Hammer: Über die Pegmatite der Ortler Alpen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 345—361. 1 Fig.)

Verf. beschreibt die Gesteine zweier in den Ortler Alpen gelegenen Hauptcentren der weit ausgedehnten Verbreitungszone von pegmatitischen Gesteinen, welche vom kärntnerischen Südabhang der Hohen Tauern bis in die Gegend des Comer Sees reicht, die Vorkommen aus dem Martellthal und aus der dem südlichen Theile der Ortlergruppe angehörigen Gebirge zwischen dem Thal von Pejo (Val del Monte) und der Tonale-Tiefenfurche. Entsprechende Gesteine sind von Grubenmann aus der Gegend von Meran (dies. Jahrb. 1898. I. -280-) und von Löwl und Becke von den Rieserfernern (dies. Jahrb. 1895. I. -309- ff.) beschrieben worden. Ihre Hauptausbreitung haben sie in den hangendsten Horizonten der Gneissformation und an der Grenze gegen die Phyllite; sie sind jünger als der Quarzphyllit und wahrscheinlich älter als die Trias. Mit den Pegmatiten werden in der vorliegenden Arbeit zusammengefasst „die Muscovitgranite, bezw. Granitgneisse und die aplitischen Ausbildungen, welche alle zusammen eine nicht von einander zu trennende Gruppe bilden, wenngleich hier auch zunächst das Hauptaugenmerk auf die eigentlichen Pegmatite gelegt wird“.

Im Martellthal treten die Pegmatite in gewaltiger Masse im Phyllit auf; von Ennswasser bis zur oberen Martelleralpe ist das rechte, von Salt an einwärts das linke Thalgehänge aus Pegmatit aufgebaut, der aber nicht als ein mächtiger Stock auftritt, wie früher angenommen wurde, sondern als „eine Folge von überaus zahlreichen übereinander folgenden Lagermassen, die aber an zahlreichen Stellen durch quer durchbrechende Gänge und Stöcke miteinander verbunden sind. Die Mächtigkeit der einzelnen Lager ist eine sehr wechselnde, von ganz geringer Mächtigkeit bis zu 100 und mehreren Hunderten von Metern, andererseits sinkt die Mächtigkeit bis zu wenige Millimeter dünnen Aderchen herab. Gegen die obere Grenze der Einlagerungen zu werden die Gänge immer schmächtiger ....“

In dem zweiten Hauptverbreitungsgebiet zwischen dem Thale von Pejo und der Tonale-Tiefenfurche fehlen die grossen geschlossenen Lagermassen, „dafür sind aber die ganzen krystallinen Schiefer, welche diese Berge aufbauen, um so dichter von unzähligen kleinen Lagern bis zu feinsten Äderchen herab durchzogen. Diese Durchäderung ganzer grosser Schichtcomplexe ist besonders an den Gehängen von Fucine bis tief in die Val Saviana hinein und hinauf zur Cima di Boai anzutreffen ....“

Mineralogisch wiegen Muscovitpegmatite vor, aufgebaut aus blaugrauem Mikroklin, weissem Plagioklas, Quarz und grossen Muscovittäfelchen, gelegentlich begleitet von Biotit und Granat. Eine Abart stellt die Combination: Feldspath, wenig Quarz, Granat und wenig Muscovit dar; sehr häufig, besonders in kleinen Gängen, erscheint nur Feldspath und Quarz und schliesslich finden sich auch reine Quarzgänge. Ziemlich verbreitet sind Turmalinpegmatite mit wenig Muscovit; der Turmalin zeigt streifige Färbung, // E violett und röthlichgrau, // O dunkelultramarin bezw. dunkelmoosgrün.

Die Korngrösse wechselt in weiten Grenzen; in den echt pegmatitischen Adern ist am häufigsten ein Durchmesser von 1—3 cm der Körner, doch finden sich auch Gesteine mit kopfgrossem Quarz und Feldspath, faustgrossem Turmalin und Glimmerblätter von 6—8 cm Durchmesser und umgekehrt, besonders in glimmerfreien Varietäten, sehr geringe Dimensionen der Componenten. Dieser Wechsel der Zusammensetzung und Korngrösse bedingt „Übergänge in rein granitische und granulitische Formen", die feinkörnigen Bildungen zeigen aplitischen Charakter; auch Muscovit-Granitgneissmassen stehen in engem genetischem Zusammenhang mit den Pegmatiten (an der Nordseite des Ulten-Vintschgauer Kammes und bei Rabbi in die Schiefer intrudirt).

Durch Gebirgsdruck erfahren Pegmatite bei relativ schwacher Einwirkung „eine linsenförmige Zerspaltung des Gesteins", bei stärkerer Einwirkung entstehen feinkörnige Augengneisse, bei stärkster Muscovitschiefer und sericitschieferähnliche Formen.

Contactmetamorphose des Nebengesteins ist, wie Verf. ausdrücklich im Gegensatz zu Weinschenk's Annahme hervorhebt, auf die allernächste Umgebung der Pegmatite beschränkt; ihre Entwickelung ist sehr unbeständig und durchaus nicht von der Mächtigkeit der Gänge abhängig. „Gerade die grossen granitähnlichen Lager zeigen an verschiedenen Orten keine Contactbildungen; die stärkste Contactwirkung ist dort hervorgerufen worden, wo eine bis ins Feinste gehende Vertheilung des Magmas in den Schiefern stattgefunden hat" (Gehänge der Cima Boai gegen das Vermiglio-Thal). In den Phylliten bewirkt die Contactmetamorphose grösseres Korn und Biotitneubildung, doch nimmt z. B. ober dem oberen Flimsee das Gestein in einer Entfernung von 30—40 m vom Contact schon wieder seine normale Beschaffenheit an, Turmalincontactzonen bestehen aus einer 2—3 cm dicken Turmalinfelszone, auf die bis zu 10—20 cm vom Contact entfernt noch turmalinreiches Gestein folgt. Wo die Pegmatite die dem Schiefer eingelagerten krystallinen Kalke durchsetzen, werden sie oft, aber nicht immer, von wenige Decimeter mächtigen Kalksilicathornfelsen begleitet, einige Meter weit finden sich dann noch vereinzelte Granatknollen im Marmor; aus dem Vorkommen dieser echten Contactbildungen im Marmor schliesst Verf., dass die allgemeine Marmorisirung und die allgemein verbreitete Mineralführung dieser Marmore (Quarz, Glimmer, Feldspath, Tremolit), wie sie v. Foullon 1880 aus dem Val Albide beschrieb, „einer gleichmässig, unabhängig von localen Eruptiv-

gesteinen verbreiteten Regionalmetamorphose" zuzuschreiben ist, während Weinschenk diese Marmorisirung durch Piezokrystallisation erklären will. „Wenn die unter Druck erfolgte Contactwirkung alle diese Schiefer und Kalke gleichmässig umgewandelt hat, warum ist dann die Contactzone der in unmittelbarem Zusammenhang mit dem ganzen plutonischen Vorgang stehenden Pegmatite von den Kalken nicht auch piezocontactmetamorph geworden?" **Milch.**

J. Romberg: Geologisch-petrographische Studien in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. III. (Sitz.-Ber. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin 1903. 43—68.)

Die vorliegende Arbeit ist die Fortsetzung der in dies. Jahrb. 1903. II. -68- besprochenen. Auch sie enthält wieder eine Fülle von interessanten Beobachtungen über Gesteine und deren Verbandsverhältnisse aus den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Es ist indessen selbst für den die betreffenden Gegenden aus eigener Anschauung kennenden Leser natürlich nicht möglich, ohne Benutzung genauer Karten die Bedeutung der vielen Einzelheiten für die Geologie der beiden Gebiete zu erkennen; und thatsächlich beabsichtigt ja auch Verf. seine gesammten Ergebnisse in einem zusammenfassenden und mit geologischer Karte ausgestatteten Werke niederzulegen. So mag es an dieser Stelle genügen, einige der wichtigsten und auch allgemein interessanten Resultate hervorzuheben. Als für die beiden Gebiete neue Gesteinsarten werden beschrieben: Kersantit, Gauteït, Nephelinsyenitaplit, bostonitartige Gänge. — Im Melaphyr wurden an drei Stellen Pegmatiteinschlüsse aufgefunden, wodurch die Existenz eines in der Tiefe verborgenen, älteren Granites zum ersten Male sicher gestellt wird.

Von wesentlicher Bedeutung für die Tektonik ist der Nachweis, dass schon früher von dem Verf. beschriebene kalkbrockenführende grüngraue Tuffe einen ganz bestimmten Horizont zwischen Melaphyr und hellem Triaskalk einhalten.

Im Gegensatz zu Doelter und dessen Mitarbeitern wird die Existenz von Gängen des Melaphyrs oder Porphyrits im Monzonit mit Bestimmtheit in Abrede gestellt. Der Monzonit ist älter als der Quarzmonzonit, der Nephelinsyenitporphyr als der Tinguáit. Die Apophysen des Monzonits im Kalke und Dolomite nehmen durch Zurücktreten des Plagioklases Shonkinitcharakter an.

Der Nachweis echter, schwarzbrauner Melaphyrtuffe an mehreren Punkten des Gebietes von Predazzo ist neu und im Hinblick auf die Ogilvie'schen Anschauungen bedeutsam. **Wilhelm Salomon.**

J. A. Ippen: Über den Allochetit vom Monzoni. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 133—143.)

Verf. giebt im Anschluss an eine frühere Arbeit (dies. Jahrb. 1904. I. -383-) eine Beschreibung der bisher bekannten Vorkommen von

Allochetit im Monzoni. Die Allochetite sind nephelinporphyritische Gesteine von grünlichgrauer Farbe mit makroskopisch sichtbaren Plagioklasen von zweierlei Grösse (10—12 mm und 2 mm lang, 0,5 mm breit), aufgebaut aus Einsprenglingen von (dem Alter nach geordnet) Magnetit, Nephelin, Plagioklas, Augit, Kalifeldspath in einer bald hypidiomorphen, bald einen Mikrolithenfilz darstellenden Grundmasse von Magnetit, Augit, Hornblende, Biotit, viel Nephelin, Plagioklas und Kalifeldspath. Von Plagioklasporphyriten unterscheiden sie sich, vom Nephelingehalt abgesehen, durch das Vorwiegen des Kalifeldspathes über die Plagioklase der Grundmasse und die grosse Rolle der Hornblende und des Biotites in dieser; sie stellen Zwischenglieder zwischen der Labradoritporphyrit-Reihe und der der Tinguáitporphyre dar und stehen chemisch den Theralithen und Tephriten am nächsten. Eine vom Verf. ausgeführte Analyse des Allochetites über Le Selle-See südöstlich, in der Nähe des Predazzitbruches, ergab folgende Werthe: SiO^2 46,86, TiO^2 0,86, Al^2O^3 22,24, Fe^2O^3 4,07, FeO 3,32, MgO 1,09, CaO 3,69, Na^2O 8,92, K^2O 4,43, Gl.-V. 2,05; Sa. 99,53[1].

An diese thatsächlichen Mittheilungen schliesst sich eine scharfe Polemik gegen Romberg. **Milch.**

J. Romberg: Zur Richtigstellung. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 245—249.)

Entgegnung auf die Angriffe Ippen's in der vorstehenden Arbeit. **Milch.**

C. Doelter: Zur Altersfolge der Eruptivgesteine von Predazzo. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 225—230.)

Verf. schliesst sich jetzt der Ansicht Brögger's und anderer Forscher an, dass der Granit am Mulatto jünger ist als der dort anstehende Melaphyr (Porphyrit); ob diese Altersbestimmung für den gesammten Granit gilt, erscheint ihm noch nicht entschieden: „es wäre immerhin möglich, dass es Melaphyre giebt, welche jünger als einzelne Theile des Granits sind; ich halte die Zeitdifferenz der Eruptionen beider Gesteine für keine grosse und es wäre auch ein theilweises Alterniren möglich, aber die Hauptmasse des Melaphyrs ist wohl älter."

Der Haupttheil der Arbeit und die durch sie hervorgerufene Entgegnung Romberg's (vergl. das folgende Ref.) stellen scharf die Unterschiede in der Auffassung beider Forscher fest; der Bericht berücksichtigt nur die thatsächlichen Angaben unter Verzicht auf die polemischen Theile beider Abhandlungen.

Nach Doelter sind die ältesten Tiefengesteine die Monzonite, Pyroxenite und Gabbros; „die sauren Syenite, Quarzsyenite,

---

[1] Wohl infolge eines Druckfehlers ergeben die mitgetheilten Zahlen Sa. 97,53.

sind jünger wie die Monzonite und wie die Gabbros und Pyroxenite, und auch der Quarzmonzonit durchbricht in Gängen den gewöhnlichen Monzonit"; dies gilt für den Monzoni wie für Predazzo.

Die Monzonitporphyre sind jünger wie die Tiefengesteine, sie werden von Gangsyeniten durchbrochen. Jünger als die Monzonite sind ferner die zumeist kersantitähnlichen gangförmigen Plagioklasporphyrite von Le Selle, die kersantitähnlichen Monzonitporphyre (z. B. am Pizmeda-Kamm) und die Allochetite. Ein von Trappmann nördlich der Lastei beim Col di Laresch an der „Ort" genannten Localität aufgefundener, von Ippen untersuchter Gang durchbricht „Melaphyr" von breccienartiger Beschaffenheit, der wahrscheinlich gleichalterig mit dem vom Sasso di Dam und Bufaure ist; das Gestein wird als kersantitisch und magmatisch ident mit den Monzonitporphyren des Pizmeda-Kammes, aber auch als den von Went beschriebenen biotitreichen kersantitischen Plagioklasporphyriten ähnlich bezeichnet und aus seinem Auftreten gefolgert, dass die Monzonitporphyre etc. jünger als die Melaphyre sind. Ihre Altersbeziehung zu den Gangsyeniten ist in Predazzo noch nicht aufgeklärt; vielleicht sind sie älter als diese, da am Monzoni die Monzonitporphyre älter als die Syenitgänge sind.

Die Nephelingesteine: Nephelinsyenit, Theralith, Nephelinsyenitporphyre sind jünger als die Monzonite und die mit ihnen in Verbindung stehenden Pyroxenite und Syenite; ihr Verhältniss zu den Ganggesteinen der syenitischen Gruppe (Syenitaplit, Alkalisyenit, Quarzsyenit) steht noch nicht fest.

Jünger als alle bisher erwähnten Gesteine ist der Granit, der von Granitaplit und Liebenerit- resp. Tinguáitporphyr durchbrochen wird; die jüngsten Gesteine sind die Camptonite. [Die auf wenige Stellen beschränkten Bostonitporphyre sind jünger als Monzonit, älter als Camptonit.]

„Aus Allem geht hervor, dass ein Alterniren zwischen basischen und sauren Gesteinen stattfindet."

Die wichtigste Frage ist, ob der Monzonit oder der Melaphyr (Porphyrit) älter ist, resp. ob genetische Beziehungen zwischen beiden Gesteinen bestehen. Doelter glaubt an einen genetischen Zusammenhang: chemisch besteht vollständige Übereinstimmung und auch vom mineralogischen Standpunkt spräche der geringe Gehalt an Kalifeldspath des Melaphyrs im Vergleiche zum Monzonit nicht gegen einen Zusammenhang, da am Monzoni ein grosser Theil der Tiefengesteine Diorit sei und auch von den Monzoniten ein Theil eher dioritisch sei; „die Melaphyre wären nur Vertreter der dioritischen Tiefengesteine, die ja auch orthoklasarm sind." Da die Melaphyre meist die höheren Theile einnehmen, so liesse sich ihre Structur, auch wenn man sie zum grössten Theil als grosse Gangmassive und nur an wenigen Stellen als Decke (Mulatto und Malgola) oder als Strom (Cornon- und Pizmeda-Thal) auffasst, durch die Annahme erklären, dass sie infolge des geringeren Druckes mit dichter oder porphyrartiger Structur erstarrten; auch Änderung des Druckes

während der Dauer der Thätigkeit des Vulcanherdes, sowie anderer Verhältnisse, wie Menge der Mineralisatoren, des Wassers etc. könnten Änderungen der Structurverhältnisse hervorgerufen haben. Allerdings muss man auch mit grossen Einsenkungen und nachträglichen Verwerfungen und Störungen rechnen.

Das Hauptgewicht legt Doelter auf das Fehlen jeder scharfen Grenze zwischen Monzonit und Melaphyr; es finden sich Contactgesteine, „von denen man schwer sagen kann, ob sie zu dem Porphyrit oder Monzonit gehören..... An den meisten Contactstellen sind beide Gesteine verändert, es entstehen biotit- und magnetitreiche, porphyrartige Varietäten, die Übergangsgesteine zwischen Monzonit und Melaphyr sind..... Überall sehen wir Gesteine auftreten, welche die Bestandtheile des Monzonits zeigen und dabei Porphyritstructur. Sie erinnern oft an die kersantitähnlichen Gesteine vom Pizmeda-Kamm ...., oft wieder an die Monzonitporphyre.“ Auch die Verschiedenheit des Contactes des Monzonits an der Kalkgrenze und an der Melaphyrgrenze spricht nach Ansicht des Verf.'s dafür, dass an den beiden Grenzen durchaus verschiedene Verhältnisse geherrscht haben.

Verf. kommt zu folgendem Ergebniss: „Die Wahrscheinlichkeit eines Überganges zwischen Monzonit und Porphyrit ist also vorhanden, wogegen ein grösserer Altersunterschied nicht vorliegt; immerhin wäre es nicht unmöglich, dass ebenso, wie es verschiedene Porphyriteruptionen gab, auch die Monzonitmassive nicht alle durch eine einzige Eruption entstanden sind und dass auch einzelne Monzonitgangmassen ältere Porphyrite durchbrachen. Andererseits giebt es Melaphyr-(Porphyrit-)Gänge, welche jünger sind als Monzonit“ (K. Went's melanokrate Gesteine des Monzoni, sowie von Predazzo gabbroporphyritähnliche Augitporphyrite mit grossen gelben und violetten Augiten in einer sehr feinkörnigen Grundmasse, oft mit Alkalisyenitgängen vergesellschaftet).

Die Frage, ob die Predazzo-Gesteine triadisch oder tertiär sind, ist noch nicht völlig entschieden; wahrscheinlich sind sie triadisch, wenn es auch namentlich mit Rücksicht auf die Ganggesteine möglich erscheint, dass die Eruptionen bis über die obere Trias andauerten.

Milch.

J. Romberg: Über die Altersbeziehungen der Eruptivgesteine im Fassa- und Fleims-Thale. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 365—381.)

Verf. bekämpft zunächst die von C. Doelter (vergl. das vorstehende Ref.) entwickelten Anschauungen über die Altersfolge der Eruptivgesteine von Predazzo („seine sich widersprechenden oder schwankenden Angaben lassen jedes nur denkbare Altersverhältniss zu“) und bespricht sodann den wichtigsten Streitpunkt, die Altersbeziehungen zwischen Porphyrit (Melaphyr) und Monzonit. Bekanntlich ist nach Romberg der Porphyrit (Melaphyr) älter als der Monzonit; die theilweise schon in seinen früheren Publicationen mitgetheilten Beweise

für diese Auffassung sind in der vorliegenden Arbeit unter Hinzufügung weiterer Beobachtungen zusammengestellt — an diese Zusammenstellung lehnt sich das Referat, auch hier unter Verzicht auf die polemischen Abschnitte, an.

Die Altersfolge Porphyrit—Monzonit wird bewiesen:

1. Durch Apophysen des Monzonites und Quarzmonzonites im Porphyrit (Mulatto-Gipfel, Val Deserta, Tovo di Vena, Malgola, neuerdings auch im Val Orca und anderen Orten aufgefunden).

2. Durch feinkörnige, oft holokrystallin porphyrische Structur des sonst mittelkörnigen Monzonites bei der Annäherung an den Porphyrit.

3. Durch contactmetamorphe Beeinflussung des Porphyrites durch den Monzonit, ganz analog der Umwandlung des Porphyrites durch Granit.

4. Durch das Vorkommen zahlreicher, in gleicher Weise wie das anstehende Gestein metamorphosirter Porphyriteinschlüsse im Monzonit und Quarzmonzonit, sowie das Fehlen von Monzoniteinschlüssen im Porphyrit.

5. Durch contactmetamorphe Beeinflussung (Spinellisirung, Bildung von Granat etc.) der ausschliesslich in nächster Nähe der Tiefengesteine (Monzonit event. Syenit) im Kalk aufsetzenden Porphyritgänge; gegen Doelter's Auffassung dieser Umänderungen als endogenen Contact der Porphyritgänge spricht das Fehlen der charakteristischen Minerale bei den entfernt vom Monzonit im Kalk aufsetzenden Porphyritgängen, sowie die Verbreitung des Spinells in den spinellisirten Gängen.

6. Durch das Fehlen von Monzonitbrocken in den Porphyrittuffen von Predazzo und dem Fassa-Thale.

7. Durch das Fehlen von Übergängen zwischen Monzonit und Porphyrit: „schon bei recht geringer Entfernung ist einerseits die typische porphyrische, andererseits die körnige Structur des Monzonites so deutlich ausgeprägt, dass makroskopisch schon jeder Zweifel ausgeschlossen wird. Es tritt sogar der Orthoklas im feinkörnigen Grenzmonzonit häufig durch rothe Färbung stärker hervor als im normalen, während dies Mineral dem Porphyrit fehlt". Sodann ist an keinem Contact eine kalifeldspathfreie dioritische Grenzfacies des Monzonites oder eine kalifeldspathreiche des Porphyrites nachweisbar, ferner ist eine scharfe Grenze zwischen Monzonitapophysen in Porphyrit und Porphyrit auch mikroskopisch sehr deutlich — keine Monzonitapophyse nimmt trotz feineren Kornes jemals typischen Porphyritcharakter an — und schliesslich widerspricht das Nebeneinandervorkommen echter Porphyritgänge und Monzonitapophysen im Kalk der Annahme eines Übergangs zwischen beiden Gesteinen.

8. Durch das regelmässige Auftreten von Brecciengesteinen aus Porphyritmaterial an allen Grenzen, oft allerdings infolge der

durch Contact und Verwerfungen hervorgerufenen Veränderungen schwer von Tuffen zu unterscheiden.

9. Durch das Auftreten jüngerer Ganggesteine an diesen Grenzen oder in ihrer nächsten Nähe; die Bevorzugung dieser Grenzen wäre bei Annahme eines Überganges unerklärlich.

10. Durch das Zusammenfallen der wichtigsten tektonischen Veränderungen mit den Grenzen zwischen Porphyrit und Monzonit (Syenit).

Die Richtigkeit der Angabe Doelter's, „dass die Melaphyre zumeist über dem Monzonit liegen", bestreitet Verf.; mehr Beispiele liessen sich für den umgekehrten Fall anführen, doch seien diese Verhältnisse für eine Altersbestimmung überhaupt nicht heranzuziehen.

Die „Melaphyr-(Porphyrit-)Gänge, welche jünger sind als Monzonit" (Doelter), sind nach An cht des Verf.'s theils wie die Melaphyrgänge am Nordabhang der Malgola „mächtige Porphyritmassen...., die durch zweifellose Verwerfungen, zusammen mit Kalk, neben den Monzonit gebracht wurden", theils lamprophyrische Ganggesteine der Camptonit-Monchiquitreihe, wie auch aus den Beschreibungen Doelter's und seiner Mitarbeiter hervorgehe und wie sie völlig ident nicht selten auch den Granit bei Predazzo durchsetzen, theils wohl auch jüngere Nachschübe des Monzonites und verwandter Magmen.

Schliesslich sei noch die gegen Doelter's Altersbestimmung des Granites (vergl. das vorangehende Ref.) gerichtete Bemerkung des Verf.'s erwähnt, dass „Beziehungen zwischen letzterem und z. B. den Nephelingesteinen nicht bekannt sind"; schliesslich wird auch dagegen Widerspruch erhoben, dass gemeinschaftlich auftretende Gänge von Porphyrit und porphyrischem rothem Syenit im Kalk in der Runse südöstlich über der Boscampo-Brücke trotz Adern des Syenites im Porphyrit und eckigen Einschlüssen von Porphyrit im Syenit als gleichalterig betrachtet werden, obwohl sogar der Camptonit die alten Spalten, auf denen der Porphyrit in die Sedimente eindrang, nicht selten für sein Eindringen wieder benutzt. **Milch.**

E. Flores: Polveri sciroccali e pisoliti meteoriche. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22.** 81—84. Roma 1903.)

Verf. bespricht in ähnlicher Weise wie Clerici (dies. Jahrb. 1903. II. -67-) die Staubfälle des 10. März 1901 in Italien unter Angabe einer grösseren Zahl von Notizen und Arbeiten über diese Erscheinung, so dass, wer sich für dies Phänomen interessirt, Nachweise italienischer Literatur findet. Die Kügelchen, die im unter- und mittelitalischen Staube vorkamen, fehlten in Bologna. Aber Verf. ist der Meinung, dass diese Kügelchen sich durch Regentropfen bildeten, die den Staub anzogen und verkitteten, ähnlich den auf gleiche Weise entstandenen Pisolithen des campanischen vulcanischen Tuffes. **Deecke.**

G. Mercalli: Contribuzione allo studio geologico dei vulcani Viterbesi. (Mem. d. Pontif. Accad. Rom. dei Nuovi Lincei. 20. 37 p. Roma 1903.)

Als eine ausführliche Ergänzung früherer Arbeiten aus dem Jahre 1889 bringt Mercalli weitere geologische Beobachtungen über das Ciminische Gebirge mit dem Lago di Vico und über die Gegend von Montefiascone und deren vulcanische Thätigkeit. Zunächst haben einige Aufschlüsse in den Ziegeleien bei Bagnaia und Vetralla gezeigt, dass in dem unteren blauen Pliocänthone noch jegliches eruptive Material fehlt, sich aber in den etwas höheren gelben, sandigen Lagen einstellt, womit der Beginn des Vulcanismus in dieser Gegend ziemlich genau als ins obere Mittelpliocän fallend bestimmt wird. Das ältere Centrum ist der Mte. Cimino (Soriano) und seine frühesten Producte bestehen aus einem theils tuffartigen, theils lavaähnlichen Peperin, den man sich vielleicht analog den Schlammströmen der Montagne Pelée erklären kann, und aus Trachytandesiten mit grossen Sanidinen. Es ist dem Verf. gelungen, den Peperin auf dem Andesit zu beobachten, so dass dieser wohl das überhaupt älteste Eruptivgestein der Vulcangruppe darstellt. Klaffende, mit Lapilli erfüllte Spalten in dem Peperin zeigen, dass die späteren Eruptionen von heftigen Beben begleitet waren, zugleich tauchte der Schlund des Vulcans über den Meeresspiegel auf, und die ersten Bildungen dieser Phase sind die Augitandesite mit accessorischen Olivinen und Sanidinen, die von Washington Ciminite genannt wurden, ein Name, gegen den Mercalli deswegen ist, weil diese Laven nicht das eigentlich bestimmende Element des Gebirges ausmachen.

Die Gesteine des Mte. di Vico-Vulcans, der 8—9 km südlicher liegt, bestehen aus 4 Gruppen, nämlich: 1. leucitfreie (Sanidinite und Augittrachyte); 2. Trachyte mit Leucit in der Grundmasse; 3. Petrisco, der Leucit nur als Einsprenglinge hat; 4. Leucittephrite mit Leucit in beiderlei Form. Von diesen Massen sind die Trachyte gleichalterig mit den älteren Leucittephriten, mit denen sie wechsellagern, oder die sich gegenseitig als Fremdkörper umschliessen. Im Ganzen haben sie 3 Hauptvarietäten, nämlich: 1. Sanidintrachyte von grauer Farbe, rauh, mit 2 cm langen Sanidinen, mit Augit und Biotit, trefflicher mikroskopischer Fluidalstructur und ohne Glasbasis; 2. dichte, dunkle, kugelig abgesonderte Augittrachyte von holokrystallin porphyrischer Structur; 3. olivinführende Trachytandesite mit ziemlich viel Plagioklas und etwas Glasbasis. Als Auswürflinge finden sich noch sehr dichte hellgraue Gesteine am Mte. Pallanzana und Sanidinite.

Von den leucithaltigen Gesteinen wird der Petrisco, der schon so oft besprochen ist, nochmals behandelt und festgestellt, dass er jünger sei als die Leucitophyre und als die Leucittephrite mit den grossen Leucitsinsprenglingen, aber älter als das weitverbreitete Tuffconglomerat mit schwarzen Schlacken resp. Bimssteinen. Er hat eine grosse Verbreitung, entstammt aber seitlichen Ausbrüchen. Dagegen ist das eben erwähnte Tuffconglomerat ein Product des Lago di Vico-Kraters, entstanden durch

heftige Explosionen, welche dann auch reichlich metamorphe Kalke der Unterlage auswarfen. Das jüngste Gebilde des Mte. Venere im Lago di Vico-Kessel wird als eine Anhäufung schlackiger Laven nach Art der jüngst aufgethürmten Lavahügel des Vesuv (1891—1894 und 1895—1899) erklärt.

Zum Schluss werden noch einige Worte den Eruptionscentren bei Mte. Fiascone am SO.-Rande des Bolsener Sees gewidmet. Es handelt sich um echte Ausbruchsstellen und zwar um eine ältere, die das Rundthal unterhalb des Städtchens markirt, und eine jüngere auf dem Gipfel des Hügels unter dem Orte. Beide haben Laven geliefert, vor Allem Leucitite und in den Tuffen sind zahlreiche lose Augite bis 6 cm Länge zusammen mit Augit-Olivin-Biotit-Bomben und einer Menge ähnlicher Segregationsmassen zu beobachten. In den schlackigen Laven treten sehr schöne Nepheline auf den Wandungen auf. Ein jüngerer Nebenkrater ist der Mte. Jugo mit untergeordneten Leucitbasanitergüssen. Die Bulicame bei Viterbo und die vulcanischen Quellabsätze der Travertine sind der Rest der eruptiven Thätigkeit. Die verschiedenen Gasquellen haben auch wie die italienischen Vulcane eine NW.—SO. gerichtete reihenweise Anordnung und stehen daher wohl auf denselben Spalten. **Deecke.**

L. Fantappiè: Contribuzioni allo studio dei Cimini. (Rend. Accad. Lincei. Cl. d. sc. fis. mat. e nat. (5.) **12.** 1. sem. fasc. 11. 443—451; fasc. 12. 522—529; 2. sem. fasc. 1. 32—39. Roma 1903.)

Dieser in drei Abschnitten: I. Profili strutturali, II. Peperino, III. Genesi delle formazioni, erschienene Aufsatz beschäftigt sich abermals mit den Monti Cimini, über welche in den letzten Jahren eine Menge von Arbeiten veröffentlicht wurden. Verf. steht in fast allen Dingen auf dem Standpunkt von Washington und in manchen Punkten im Gegensatze zu Mercalli und dem Referenten, aber im Allgemeinen handelt es sich nur um andere Auffassung. Das Ciminer Gebirge besteht aus drei Hauptgesteinen: dem Peperin, der in weitem Umkreis als zusammenhängende Decke den centralen höheren Theil umgiebt; aus den massigen Ergüssen des Ciminits und aus der „lava necrolitica a grandi feldspati", einem Trachyandesit, der sich vorzugsweise auf den Flanken des Centralkegels entwickelt findet. Verf. adoptirt den Namen „Ciminit" durchaus, den Mercalli (vergl. das vorhergehende Ref.) verwirft. Den Petrisco, den Ref. zum Ciminer System rechnete, zieht Verf. zum jüngeren Centrum des Lago di Vico. Den Peperin, den man z. Th. für eine trachytische oder andesitische Lava gehalten hatte, erklärt er für ein klastisches Gestein und meint, dass er ein Abschwemmungsproduct der Höhen, gewissermaassen den zerstörten Aschenkegel darstelle, weshalb explosive und denudative Zertrümmerung nebeneinander nebst Zersetzung in demselben vorkämen. Auch läge er nicht als Basis unter den Eruptivgesteinen, sondern sei angelagert, wofür freilich entscheidende Aufschlüsse fehlen und nur Wahrscheinlichkeitsbeweise ins Feld geführt werden. Dann im

3. Theil wird der Vulcan als Massenvulcan aufgefasst, was um so mehr überrascht, als der Peperin ja doch die Aschen sind. Man müsste eigentlich „Narbe“ sagen. Das geförderte Magma war erst basisch, wurde dann sauer, trachyandesitisch und schliesslich im Mte. di Vico wieder basisch.

Deecke.

A. Verri: Sull' andesite augitica del Piano delle Macinaie nel Monte Amiata. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22**. 361—362. Roma 1903.)

Am Piano delle Macinaie ist ein Augitandesit anstehend beobachtet, der deswegen ein besonderes Interesse darbietet, weil er wenigstens ein Vertreter der zahlreichen basischeren Gesteine ist, die als Trümmer in den jüngeren saureren Massen des Monte Amiata vorkommen. Auch an anderen mittelitalischen Vulcanen hat man eine derartige basische erste Phase, welche wahrscheinlich ohne bedeutende Explosionen verlief, und dann erst die starke Ausbruchsperiode mit etwas saureren Producten.

Deecke.

F. Sestini e G. Masoni: Ricerche analitiche eseguite sul calcare nero di Avane. (Atti Soc. Tosc. di Scienze Nat. Pisa. Proc. verb. 8. März 1903. **13**. 124—131.)

Ein schwarzer, in dünnen Platten zwischen rothem Thon auftretender Kalk am Monte di Avane bei Pisa ist schon wiederholt Gegenstand chemischer Analysen gewesen. Die dunkle Farbe wurde auf Bitumen zurückgeführt, von dem 0,62 und 1,665 % angeblich früher gefunden sind. Ausserdem erwies sich der Kalkstein als reich an Kieselsäure und Eisen. Verf. haben die Analyse wiederholt und fanden: H_2O 0,140, CO_2 41,533, SO_3 0,039, SiO_2 0,080, P_2O_5 0,036, ClO 0,020, CaO 52,260, MgO 0,503, Fe_2O_3 0,372, Mn_3O_4 0,402, Al_2O_3 0,177, unlöslich in HCl 3,953; Summe 99,515. Der Rückstand von schwarzer Farbe bestand aus Prismen und Körnern, die nur z. Th. und langsam in HFl gelöst wurden. Bitumen fanden sich nur Spuren, ebenso etwas Schwefel. Nach Bestimmung von D'Achiardi sollen die Prismen Skapolith gewesen sein und die dunklen Körner Eisenglanz. [Die Resultate sind doch etwas zweifelhaft, da Skapolith durch HFl zersetzt und Fe_2O_3 in HCl aufgelöst wird. Ref.]

Deecke.

P. Aloisi: Su di alcune rocce di Ripafratta (Monte Pisano). (Alla memoria d. Ant. D'Achiardi. 19—34. Pisa 1903. Centralbl. f. Min. etc. 1904. 55.)

Die Ost- und Nordseite der Pisaner Berge, also die Gegend von Ripafratta, ist petrographisch so gut wie unbekannt gewesen. Diese Lücke füllt vorliegender Aufsatz aus. Zunächst ist der Macigno, ein alttertiärer Sandstein, untersucht und als zusammengesetzt aus Quarz, verschiedenen Feldspäthen, Muscovit, Chlorit und etwas Kalk gefunden worden. Sein

Cement ist kieselig bis quarzitisch. Eine Analyse folgt unter No. I unten. Zweitens sind eine Reihe von Kalkmergelschiefer aus der Gegend zwischen Mte. Maggiore und Mte. dell' Ormu mikroskopirt. Sie bestehen aus feinkörnigen Calcitmassen, die durch Thon getrübt sind und etwas Quarz, Feldspath, Muscovit und Amphibol umschliessen. Auch von allen drei verschieden gefärbten Varietäten wurden Analysen gemacht. Drittens steht bei Rupecava eine Schichtserie an von vielleicht permischem Alter, früher für Tithon gehalten und zusammengesetzt aus dunklem dünnschieferigen Kalk ohne bestimmbare Fossilien, aus Quarzporphyrittuff (Anagenit) mit Turmalinknollen, aus Tuffschiefer und Kalkphylliten. Dieser „Anagenit" ist ein thoniges, hämatitreiches, weiches Gestein mit Quarz-, Orthoklas- und selteneren Oligoklasfragmenten, mit viel Hämatit- und Sericitschuppen und kleinen zerbrochenen Turmalinen. Reicher an letzterem Mineral scheinen luxulianitartige Brocken zu sein, die von jenem Gestein umschlossen werden. Der Schiefer ist von dem Anagenit nur durch die Structur verschieden. Die röthlichen, violetten oder gelblichen Kalkphyllite von Rupecava sind fein geschichtet und auf das Innigste mit Kalk durchwachsen oder mit dünnen Lagen wechsellagernd. Fremde Mineralien fehlen; Muscovit, Eisenglanz und Quarz sind die Hauptbestandtheile. Es handelt sich demnach um eisenglanzführende Kalksericitschiefer. Es folgen die Analysen: No. I Macigno; No. II grüner, No. III rother, No. IV schwarzer Schiefer von Polla; No. V Anagenit von Rupecava; No. VI Anagenitschiefer; No. VII Kalkphyllit von Rupecava.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	68,46	18,13	16,91	35,60	84,29	82,59	36,53
Al_2O_3	15,98	6,89	7,40	11,81	8,54	9,14	9,28
Fe_2O_3 . . .	4,51	2,18	2,51	5,10	2,20	3,24	5,20
FeO		—	—	—			
CaO	0,65	40,84	38,57	23,58	—	—	25,83
MgO	2,77	0,42	1,90	2,68	0,55	0,41	0,60
Na_2O	3,94	0,40	0,64	0,68	1,36	2,11	0,70
K_2O	1,51	0,93	1,22	1,09	2,43	2,52	2,26
H_2O (110°) .	0,17	3,98	2,95	4,38	0,11	0,33	0,28
Glühverl. . .	2,53	26,94 [1]	29,59 [1]	15,68 [1]	1,30	1,43	0,71
	100,52	100,73	100,69	100,60	100,78	100,77	100,97
Spec. Gew. .	2,68	2,73	2,72	2,71	2,5		

Deecke.

E. Manasse: Le rocce della Gorgona. (Alla memoria d. Ant. D'Achiardi. 35—74. Taf. 1. Pisa 1903. Centrabl. f. Min. etc. 1904. 55.)

Die etwa 2,5 qkm grosse Insel Gorgona mit etwa 7 km Umfang im Toskanischen Archipel besteht aus einer isolirten, im Allgemeinen steil abfallenden Felsmasse und dient als Gefängnissstation. Geologisch setzt

[1] Der Glühverlust ist CO_2.

sie sich zusammen aus Gneiss, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern, die z. Th. aus Gabbros und Diabasen hervorgegangen sind. Diese Complexe folgen in der angegebenen Reihenfolge von SW. nach NO. aufeinander. Der Gneiss ist ein deutlich bankförmig geschichtetes Gestein, das aus Quarz, sauren Natronorthoklasen und einem sericitischen Glimmer besteht, ziemlich viel Kalk und Titanit, als secundäre Mineralien Epidot, Orthit und Zoisit enthält. Die Kalkglimmerschiefer haben viele Ähnlichkeit mit denen Corsikas und der Apuanischen Alpen, indessen lässt sich ihr Alter noch nicht bestimmen. Kalkbänder und -linsen sind häufig, stets krystallinisch, und u. d. M. lassen sich in den Schiefern zwischen denselben Quarz, Glimmer, Pennin und Limonit, seltener Albit nachweisen. Etwa 78 % sind normaler, ganz schwach magnesiahaltiger Kalkspath, 22 % in HCl unlöslicher Schieferrückstand. Auch mächtigere blaugraue Marmore der oberen Partien enthalten kaum Magnesia, dagegen in Körnern Bergkrystall, Muscovit, Pennin, Apatit und Rutil. Fossilien fehlen ganz und gar, obwohl das Gestein dem Kalkschiefercomplex der Westalpen durchaus entspricht. Als Hangendes erscheinen Glimmerschiefer, die in den oberen Theilen turmalinführend werden. Diese Schiefer sind bleigrau, lebhaft glänzend, dünnschieferig, bestehen aus Quarz und einem Glimmer, dessen Analyse auf ca. 30 % Biotit- und 65 % Muscovitmolecül und 5 % Verunreinigungen führt. Kalk tritt ganz zurück, deshalb fehlen auch Epidot und Zoisit. Der Glimmer ist meist in Pennin übergegangen. In den turmalinführenden Partien tritt dies Mineral als gestreckte, hemimorphe, oft zerbrochene Säulen auf, was ebenso wie die Kataklasstructur des Quarzes und die Krümmung der Glimmer auf bedeutenden Gebirgsdruck hinweist. Als letztes Glied haben wir die Grünschiefer, die gleichfalls westalpinen Charakter tragen. Sie setzen sich aus einem Mosaik von Albiten zusammen, die nach allen Richtungen hin von Chlorit, Glaukophan, Epidot und Zoisit durchtränkt werden. Man kann Chloritgrünschiefer (Chloritprasinit) mit deutlicher mikro-ocellarer Structur und sehr viel Feldspath, ferner Amphibolgrünschiefer (Amphibolprasinit) unterscheiden, in dem bläuliche Hornblende (Krokydolith) in dichten, feinfaserigen Partien das Hauptmineral ist. Diesen Grünschiefern schliessen sich geologisch an Serpentine und Serpentinschiefer (Antigoritschiefer) mit Resten von Bastit, mit Magnetit, Chromit und gelegentlich viel Talk als Zersetzungsproduct, so dass normale Talkschiefer daraus hervorgehen. Diese letzten enthalten dann zahlreiche Tremolitnadeln als Überbleibsel des Bastits. Auch Gabbros müssen früher ebenso wie Diabase auf der Insel vorhanden gewesen sein. Von jenen erkennt man noch undeutlich körnige Massen. Diese sind fast ganz verändert, beide zusammen sind in Grünschiefer umgewandelt, in denen sich als charakteristische Neubildungen Epidot und vor Allem Lawsonit finden. Hier und da lassen sich noch Reste von Diallag nachweisen, dann aber uralitisirt. Der Feldspath ist stets in Lawsonit übergegangen. Aktinolith und Tremolit sind in dichten Nadelfilzen weit verbreitet. Bei den Diabasen hat sich durch einzelne Augite eine Art porphyrischer Structur noch unterscheiden lassen, sonst giebt hauptsächlich

die Analyse darüber Aufschluss, dass ein Diabasmagma ursprünglich vorhanden war. Verf. meint, dass Druck und warmes Wasser diese bedeutenden Umwandlungen in der ganzen Schichtenserie der Insel Gorgona hervorgebracht hätten. Jedenfalls gehört sie durchaus zum System der Westalpen.

Grosse Sorgfalt ist auf zahlreiche chemische Analysen verwandt, da alle Haupttypen neben der mikroskopischen Untersuchung auch chemisch zergliedert und discutirt worden sind. Diese Analysen sind nachstehend copirt.

No. I Gneiss, No. II Glimmerschiefer, No. III Chloritgrünschiefer, No. IV Amphibolgrünschiefer, No. V Serpentin, No. VI Talkschiefer, No. VII Lawsonitgabbroschiefer, No. VIII und IX veränderte Diabase mit und ohne Lawsonit.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	70,98	51,43	44,46	47,03	39,60
TiO_2	0,19	1,47	0,39	0,38	—
CO_2	2,03	3,12	1,52	—	—
P_2O_5	0,09	0,09	0,05	0,09	Cr_2O_3 0,39
Al_2O_3	11,96	20,65	17,65	16,47	1,96
Fe_2O_3	1,77	5,14	3,86	3,81	5,90
FeO	1,37	3,26	8,52	9,17	2,78
CaO	3,51	4,09	8,86	7,38	0,27
MgO	2,06	2,79	7,44	6,77	36,76
K_2O	1,74	2,56	0,39	0,45	—
Na_2O	3,33	1,84	4,05	4,24	—
H_2O (110°)	0,20	0,32	0,36	0,34	0,27
Glühverl.	1,24	3,37	2,98	3,71	12,00
	100,47	100,13	100,53	99,84	99,93
Spec. Gew.	2,72	2,75	2,88	2,93	2,6—2,72

	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO_2	53,57	41,68	35,94	49,28
TiO_2	—	—	0,75	0,42
P_2O_5	0,14	—	MnO 1,36	—
Al_2O_3	3,65	21,76	19,92	16,34
Fe_2O_3	5,49	2,01	2,46	4,62
FeO		2,04	8,30	6,48
CaO	11,92	10,39	14,94	9,29
MgO	22,98	12,74	10,27	6,37
K_2O	—	0,29	0,08	0,14
Na_2O	0,42	1,46	0,76	3,77
H_2O (110°)	0,25	0,46	0,10	0,25
Glühverl.	2,49	6,75	6,23	2,54
	100,91	100,58	101,11	99,50
Spec. Gew.	2,97	2,97—3,2	3,15	2,96

Deecke.

A. Dannenberg: Der Monte Ferru in Sardinien. I. (Sitz.-Ber. k. preuss. Akad. d. Wiss. Math.-physik. Cl. 30. Juli. 40. 852—866. Berlin 1903.)

Der von Doelter 1877—1878 zuerst genauer beschriebene grosse Vulcan Mte. Ferru auf Sardinien ist in jüngster Zeit Gegenstand erneuter, eingehender Untersuchungen Dannenberg's geworden, welcher in dieser ersten Abhandlung zunächst die topographischen und chronologischen Verhältnisse der Vulcanumgebung erörtert. Ist der Mte. Ferru auch gegen S. (Campidano) und O. (Tirso-Thal) gut abgegrenzt, so dass er sich als isolirter kuppelförmiger Berg darstellt, besitzt er nach N. gegen das Campeda-Plateau und dessen SO.-Abfall (Catena Marghine) keine scharfe Grenze. Das Plateau besteht aus mächtigen Basaltdecken, ebenso wie die Laven des Mte. Ferru, und beide verschmelzen dort untrennbar miteinander, aber jene müssen wesentlich älter sein und sind wahrscheinlich selbständige, ausgedehnte Spaltenergüsse. Als das älteste Glied dieser Gegend stellt sich ein rother Trachyt heraus, der in der Catena von regelmässigen, gleich einfallenden Tuffbänken unterbrochen ist, so dass dieses Gebirgsstück auch nach seiner Form und einseitigen Structur dem Ausschnitt eines gewaltigen Kraters gleicht. Dessen Caldera hätte dann im SO. gelegen, wo bei Macomer diese Kette steil abbricht und nach einer Zwischenstufe von Plateaubasalt, auf der jener Ort steht, am Fusse von Mte. Ferru-Laven umflossen wird. Weiter im NW., in dem Thal des Rio Mannu, sieht man, wie dies Trachytgebirge überlagert ist von marinem Tertiär (angeblich Miocän), einer Seichtwasserbildung mit Strandfacies, so dass wohl die Trachyte z. Th. als Klippen aus dem Meere herausgeragt haben. Auf diesem Tertiär ruhen nun, ebenso wie auf dem Trachyt, die Serie der Plateaubasalte von Campeda und an anderen Stellen auch die Ferru-Laven. Beide sind also postmiocän, aber erste tragen einen so wesentlich anderen Charakter, sind so deutlich von den jüngeren Eruptionsproducten verschieden, dass sie von den letzten ebenso wie von den allerjüngsten Schlackenkegeln mit wohl erhaltenen Ergüssen getrennt werden müssen. Diese bei Sindia 200 m mächtigen Basaltdecken stehen vielleicht mit den Trachyteruptionen in einem gewissen Zusammenhang, sind keineswegs aus normalen Kratern geflossen, sondern wohl eher Spaltenergüsse, auf denen sich dann als Nebenerscheinungen einzelne Kraterkegel erhoben haben mögen. Als solche werden Mte. Rughe bei Sindia und seine Nachbarn betrachtet. Diese Basaltdecke ist an der Südseite der Catena abgesunken und am Fusse der Trachyte in der Terrasse von Macomer in tieferem Niveau anstehend. Der Mte. Ferru steht anscheinend auf rothem Trachyt mit Miocänbedeckung; aber mehr lässt sich vorläufig von einer Datirung seiner Thätigkeit nicht aussagen. **Deecke.**

E. Manasse: Porfiriti dioritiche e andesiti del Montenegro. (Alla memoria d. Ant. D'Achiardi. 77—92. Pisa 1903. Centralbl. f. Min. etc. 1904. 55.)

Einige von Vinassa de Regny gesammelte Gesteine aus Montenegro sind mikroskopisch und chemisch untersucht. Das erste ist ein Quarzdioritporphyrit von Kolascin mit dunkelgrüner Grundmasse und bis 3 mm grossen Quarz- und Feldspatheinsprenglingen. Hornblende war nur in der Grundmasse entwickelt. Das Gestein dürfte identisch sein mit dem von Foullon zwischen Kolascin und Stitariza beschriebenen. Die unter I gegebene Analyse zeigt, dass es sich um normalen Quarzdioritporphyrit handelt. Quarzfrei, also Dioritporphyrite, sind die Gesteine von Kernize, von denen zwei Varietäten beschrieben und analysirt (II und III) worden sind. In einer aphanitischen Grundmasse von hellerer oder dunklerer grüner Farbe liegen mehrere Millimeter grosse Oligoklasandesineinsprenglinge und Reste von Amphibol. Dahin gehört auch ein Gestein von Hasanaz und wahrscheinlich ein viertes von Bolijevici. Bei letzterem Orte steht ein Amphibolandesit an von rothbrauner Farbe, dichter, mikrofelsitischer, im Wesentlichen aus Magnetit und Hämatit bestehender Basis und kleinen glasigen Labradorit- und Amphiboleinsprenglingen. Die glasige Natur der Feldspäthe, die Resorptionshöfe der Hornblenden lassen, ein jüngeres Gestein vermuthen, obwohl dasselbe sonst ziemlich zersetzt ist. Die Analyse folgt unter IV; sie zeigt, dass dieser Andesit zwischen denen des Mount Hood und des Rincon de la Vieja steht.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	73,02	56,96	64,87	58,57
TiO_2	Spur	0,31	0,42	0,24
P_2O_5	0,14	0,09	0,20	0,13
Al_2O_3	13,70	14,65	14,28	16,81
Fe_2O_3	2,00	9,16	} 5,75	2,96
FeO	1,14	4,87		4,46
CaO	1,51	4,56	5,47	7,70
MgO	2,04	1,65	2,01	2,15
K_2O	1,52	0,85	0,87	1,24
Na_2O	3,91	4,93	3,51	3,16
H_2O bei 110°	0,26	0,19	0,24	0,53
Glühverl.	1,72	2,10	1,70	1,55
CO_2	—	—	1,06	1,57
Summe	100,96	100,32	100,38	101,07
Spec. Gew.	2,69	2,90	2,87	2,81

Deecke.

P. J. Holmquist: En geologisk profil öfver den Skandinaviska fjällkjedan vid Torneträsk. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **25**. 27—78. Taf. 1—3. 1903.)

—, Bihang till Torneträskprofilen. (Ibid. 373—389. Taf. 12. 1903.)

A. E. Törnebohm: Några erinringar i anledning af P. J. Holmquist's Bihang till Torneträskprofilen. (Ibid. 427—431.)

Die Eröffnung der neuen Lofotenbahn, die am Torneträsk entlang über das schwedische Hochgebirge nach Norwegen hinüberführt, ermöglicht ohne allzu grosse Schwierigkeiten ein Querprofil durch dies Grenzgebiet zu legen, das wegen der dort auftretenden Überschiebungen von allgemeinerem Interesse ist und eine Menge tektonischer Fragen stellt. Man unterscheidet dort das Grundgebirge bestehend aus massigen Gesteinen, die Fjäll-Formationen aus verschiedenartigen krystallinen Schiefern und klastisches Silur zwischen oberem Cambrium und Obersilur.

Das Grundgebirge ist im Osten und Westen von etwas verschiedenem Aussehen, besteht aus Graniten, Syeniten, Dioriten und Gabbros. Postsilurische Eruptivgesteine fehlen ganz. Im Osten herrschen rothe Perthit-Quarzgranite und Syenit mit untergeordneten Dioritausscheidungen und schieferigen, dem sogen. Eisengneiss gleichenden Gesteinen. Unter diesen Graniten sind kurz charakterisirt der Pessinen-Granit als mittel- und gleichkörnig, von mittlerem Quarzgehalt von weisser Farbe und mit mattrothem Feldspath, ferner der Kaisaniemi-Granit als ein schönes, porphyrartiges Gestein mit blassrothen grossen Orthoklasen in feinkörniger, quarzreicher grauer Grundmasse. Die Syenite sind grau bis blassroth, mittelkörnig und hornblendehaltig, wechseln aber sehr im Aussehen. Zu ihnen gehört der sogen. Kakirit, ein auf dem Silur liegendes, stark gepresstes und zerklüftetes Gestein, das aber seine ursprünglichen Gemengtheile inmitten vielen neugebildeten und alle Klüfte erfüllenden Epidots noch erkennen lässt. Die Hornblende desselben ist braun und oft so reichlich vorhanden, dass dadurch der SiO_2-Gehalt sinkt. Die Analyse ergab: SiO_2 49,56, Al_2O_3 21,19, Fe_2O_3 9,10, CaO 5,33, MgO 4,61, Na_2O 7,66, K_2O 1,34, Glühverl. 2,64; Summe 101,43. Im Westen herrschen hornblendereiche Granite mit eingeschlossenen Schieferbruchstücken, meist von grauer Farbe, und kleinere Grünsteinmassive, gangförmige helle Aplite und Pegmatite, welche die dort ebenfalls verbreiteten archäischen Schiefer durchsetzen. Der hornblendereiche grobe Granit ist als Vassijaure-Granit bezeichnet und ebenfalls von Aplit durchzogen.

Die sogen. Fjäll-Formation ist in drei Ausbildungsformen vorhanden. Im Osten am Torneträsk haben wir vorwaltende kataklastische Schiefer, die nach der Zusammensetzung nachweislich mit dem unterlagernden Gestein und mit den in höherem Niveau auftretenden halbkrystallinen Schiefern übereinstimmen, in welch letzten durch Mineralneubildungen freilich die kataklastische Structur verschwindet. In dem mittleren Areal finden sich bedeutende Massen von Amphibolit, die nicht nur als Intrusiv-, sondern auch als kataklastische Schiefer aufzufassen sind. Im Westen haben wir ebenfalls Kataklasschiefer (sogen. Hartschiefer), dann milde krystalline Granatglimmerschiefer (sogen. Reurir-Schiefer) mit zahllosen, bisweilen nussgrossen Dodekaëdern von Granat, endlich braune gröbere Glimmerschiefer. In den Granatglimmerschiefern kommen schwarze Phyllite, Quarzit und Kalk als Einlagerungen vor, dieselben sind aber wahrscheinlich als metamorphosirtes Silur aufzufassen. Von den Hartschiefern haben nach der Analyse manche eine syenitische

Zusammensetzung, und nach der Lagerung und dem Habitus sind Beziehungen zu den Glimmerschiefern wahrscheinlich, so dass sich daraus eine starke Zusammenschiebung der archäischen Gesteine mit Einfaltung von Silur ergiebt.

Das Silur besteht aus klastischem Material neben krystallinem. Im Osten hat diese Formation 200 m Dicke und besteht aus Sandstein, Quarzit, sogen. Blauquarz, Thonschiefern, schwarzen Schiefern, Dolomit, Alles überlagert von daraufgeschobenen kataklastischen Gesteinen, z. Th. vom Kakirit. Im Westen ist das Silur hochkrystallinisch, vielfach Kalk und Dolomit (Nuolja-Kalk), so dass augenscheinlich tieferes Wasser dort existirte und ein Meeresarm im Gebiete der höchsten Theile des Gebirges sich damals ausbreitete, der, gegen Osten sich verflachend, Strandbildungen schuf. Durch einzelne Fetzen, die Denudationsreste sind, wie durch eingeklemmte Schollen werden die beiden Faciesgebiete verbunden. Die Vertheilung des Silurs tritt sehr gut auf einer kleinen Karte in der zweiten Arbeit (p. 382) hervor.

Das grösste Interesse haben natürlich die tektonischen Ergebnisse der Untersuchung. Man sieht die älteren Schichten am Westufer des Torneträsk wiederholt über das Silur hinaufgeschoben, wobei die Gleitebenen nahezu horizontal sind. Mit steilem Rande brechen die aufgeschobenen Gesteine über dem Silur ab, eine sehr bezeichnende Stufe über dem See bildend, der seinerseits als breites Thal in die archäischen Gebilde eingesenkt ist. Gegen Westen neigen sich aber die Überschiebungsflächen und können sogar vertical werden. Überall im Osten sind die bewegten Gesteine von zahllosen Gleitflächen niedrigerer Ordnung durchzogen, die bis zur mikroskopischen Kleinheit herabsinken, aber beweisen, dass die ganze Masse in allen Theilen gegeneinander bewegt wurde, obgleich die grossen Gleitflächen die Hauptbewegung hatten. Im Westen sind alle Verschiebungsebenen schwerer, oft kaum nachweisbar, aber die Schieferung und Krystallinität sind schärfer ausgeprägt und Spuren der Gleiterscheinungen überall zu erkennen. Eine weitere Folge ist transversale Schieferung in wechselnder Richtung, sowie erhebliche Streckung. Alles deutet auf eine Bewegung von W. nach O., die im Maximum auf 14 km, am Torne-See auf 2—3 km geschätzt wird und postsilurisch sein muss. Ihre Faltungen im westlichen Gebiete sind theils in O.—W.-, theils in N.—S.-Richtung, aber gleichalterig. Davon zu unterscheiden sind ältere Faltungen, die das Grundgebirge betrafen und vor dem Silur in der Hauptsache abgeschlossen waren. Diese sind besonders in Norwegen an der Küste und auf den Lofoten sichtbar. In mancher Hinsicht erinnern diese tektonischen Verhältnisse an die Waadtländer Voralpen mit ihren Überschiebungen vor dem Faltengebirge, eine Ähnlichkeit, auf welche Verf. schon früher hinwies.

Die Metamorphose der Fjäll-Gesteine verlief im Osten und Westen ebenfalls verschieden. Am Torneträsk sind es vorwaltend mechanische Phänomene durch Zerdrückung des Kornes bis zu submikroskopischer Grösse, so dass der Habitus felsitisch wird. Das sind die oben kataklastisch genannten Felsarten, in denen auf den Schieferungsebenen Glimmer, Chlorit

und Granat als Neubildungen erscheinen und daher ein Glimmerschiefer-Aussehen erzeugen. Im Westen tritt die Körnigkeit zurück, je mehr die Mineralneubildung und die Schiefrigkeit zunimmt. Die Feldspäthe verschwinden, Muscovit, Biotit und Granat mehren sich, daneben entstehen Staurolith und seltener Hornblende. Mikroskopischer Turmalin scheint überall vorhanden, ebenso kommen Kiese als Imprägnationen oder als eingestreute Körner vor, selbst Zinnerz ist gefunden. Demnach sind dort metasomatische, wenn nicht gar pneumatolytische Processe im Gange gewesen, gleichzeitig mit der postsilurischen Verschiebung. Die anderen Querprofile in Lappland stimmen mit diesem überein. Eine Reihe von typischen Landschaftsbildern, von Profilen, Dünnschliffen und eine geologische Karte illustriren diese Arbeit, deren locale topographische Details in derselben nachzulesen sind.

Der zweite Aufsatz ist ein Anhang, der sich mit den Schlussfolgerungen aus diesen Beobachtungen befasst und im Besonderen mit der Deutung von dem Zusammenhang der Schichten wie dem Verlauf der Überschiebung.

Gegen Einzelheiten dieses Artikels wendet sich dann die dritte, oben genannte Kritik von Törnebohm. Holmquist meint, obwohl die chemische und petrographische Untersuchung noch nicht abgeschlossen sei, dürfe er folgende wesentlich andere Auffassung des schwedischen Fjäll-Gebirges darlegen. Bisher habe man nach rein stratigraphischen und petrographischen Methoden die Schichten geordnet und identificirt, sei dadurch zu der Eintheilung in Seve- und Röros-Gruppe gelangt, die nur nach der Lagerung und dem Habitus als algonkisch angesprochen seien. Aber die ungleichmässige Vertheilung derselben mache schon Schwierigkeiten, noch mehr die mineralogische Beschaffenheit, die ausserordentlich wechsle und durch Reste einer wesentlich anderen primären Structur erkennen lasse, dass es sich um Gesteine handle, die nur durch die gleiche bedeutende Dynamometamorphose einen gleichen oder ähnlichen Habitus erhalten hätten; denn in den Hartschiefern seien schieferige Granite, Syenite, Pegmatite, granulitische Schiefer, Quarzite, kohlige phyllitische Schiefer und Dolomit enthalten, in den mehr krystallinischen Schiefern des Westens stäken ebenfalls minder erkennbare Granulite, kohlige Phyllite, sowie Sand- und Kalksteine. Aber insofern giebt Verf. eine Verschiedenheit zu, als die sogen. Seve-Gruppe hauptsächlich aus archäischem krystallinen Material hervorging, und in dem Cambro-Silur, welches die jüngere Gruppe der Köli-Schiefer lieferte, von vorneherein eine verschiedene Facies im Osten und Westen vorhanden war und daher auch verschiedenartige Gesteine lieferte. In der zweiten Frage nach der Art der Überschiebungen wendet sich Holmquist gegen weit ausgedehnten horizontalen Schub. Er meint, es wäre durch die Faltung das Grundgebirge in die Höhe gedrungen. Unter der Last der damals noch überall vorhandenen mächtigen palaeozoischen Serie sei es zerdrückt und hätte dann am Rande einige kleinere Sedimentschollen eingeschlossen, eingeklemmt und bedeckt. Einige Tausend Meter sei es dabei wohl überschoben, aber nicht weiter her. Bemerkenswerth sei auch,

dass in dem breiten Thale des Torneträsk, der diese Bewegungszone im Norden begrenzt, nur Silur, nicht das sogen. Algonkium auf dem Grundgebirge zu finden sei. Die Bedeckung durch das zertrümmerte Grundgebirge hat die eingebetteten Schollen der Erosionswirkung entzogen und dadurch überliefert; dass aber das Silur ursprünglich weit verbreitet existirte, lässt sich aus dem Lauf der Thäler schliessen, die sich gerade in diese weicheren Gesteine eingegraben haben.

In recht scharfer Weise wendet sich im dritten Aufsatz Törnebohm gegen diese gesammten Ansichten und Deutungen, die er als phantastisch und widerspruchsvoll bezeichnet. Die Aufpressungstheorie, nach der auf einem Canal oder einer Spalte die Grundgebirgsmassen emporgedrungen seien, etwa die Form eines Riesenpilzes angenommen hätten und mit den Rändern die Sedimente bedeckt hätten, sei ohne jeden Beweis gegeben und unannehmbar. Die Seve-Gruppe könne sehr wohl z. Th. metamorpher Entstehung sein und sei es auch, aber nicht ganz und gar. Ferner kämen in deren Sparagmiten granitisches Material, auch Conglomerate vor. Würden dieselben verdrückt und verschiefert, so entstünden natürlich Gesteine mit granitischen Resten, ein Hinweis, der freilich für die Holmquist'sche Theorie eingehend zu erörtern wäre. Die sogen. Hartschiefer hätten sehr wechselnde Zusammensetzung, mitunter einen die schwedischen Granite bei weitem übersteigenden Gehalt an SiO_2 (82,2 %). Auch ausserhalb des Torneträsk-Gebietes kämen solche Schiefer wie die Röros- und Reuris-Schiefer vor; sollten die auch metamorph sein? und in Schottland, wo ja freilich analoge tektonische Verhältnisse wären, sei von einer solchen Umwandlung nichts zu sehen. **Deecke.**

G. Piolti: I basalti dell' Isola del Principe Rodolfo. (Osservazioni scientifiche eseguite durante la Spedizione polare di S. A. R. Luigi Amedeo di Savoia, Duca degli Abruzzi. 1899—1900. 11 p. 6 Fig. Roma 1903.)

Die nördlichste der zu Franz Josefs-Land gehörigen Inseln, Prinz Rudolf-Land, von Payer 1872—1874 entdeckt, war nach ihrer geologischen Beschaffenheit so gut wie unbekannt. Die Nordpolexpedition des Herzogs der Abruzzen hat Gelegenheit gehabt, dort umfangreiche Sammlungen vorzunehmen, und G. Piolti hat die Basalte bearbeitet, von denen 85 Dünnschliffe hergestellt waren. Wegen der Abgelegenheit der Publication mag diesmal etwas ausführlicher über diese Untersuchungen berichtet sein.

Cap Fligely. Anamesite und Dolerite sind häufig, makroskopisch porphyrische Basalte seltener; in diesen treten aber allotriomorpher Quarz und Nephelin auf, sowie ein dunkelgelblichgraues, durch Magnetit dunkelkaffeebraun gefärbtes Glas. Die Anamesite sind hypokrystallin porphyrisch, gelegentlich blasig und enthalten in den Mandeln theils Opal, theils Calcit oder Chloritsphärolithe. Augit ist mitunter spärlich, Oligoklas herrscht vor gegenüber dem Labradorit. Meist ist das Glas farblos oder gelblich, aber auch palagonitische Massen fehlen nicht. Die Dolerite zeichnen sich durch

lückenhaft gewachsene Feldspathe und Reichthum an Ilmenit aus; in einem Schliffe besass der Augit Diallaghabitus.

Cap Deutschland hat vorzugsweise Dolerite mit bald vorherrschendem Oligoklas, bald Labradorit und Andesin, die lange Apatitnadeln umschliessen. Die Menge des Glases wechselt erheblich. In den Anamesiten zeigen sich starke Zertrümmerungen der Bestandtheile, allotriomorpher Augit und helles und dunkles Glas, vereinzelt als accessorisch Calcit und Nephelin. In einigen Stücken waltet Glas vor. Ferner sind dort zersetzte Basaltwacken gesammelt mit bedeutendem Gehalt an Chalcedon, unreinen Zeolithen und corrodirtem Quarz.

Das Säulencap lieferte ebenfalls hauptsächlich Dolerite, und zwar vom Typus des Meissner. Geringer an Zahl sind hypokrystallin-porphyrische oder -körnige, oder holokrystallin-porphyrische Anamesite mit fraglichen Zeolithsphärolithen, von Calcit oder Chalcedon erfüllten Blasenräumen. Sie zeigen auch säulenförmige Absonderung, woher der Name des Caps rührt und ihre Wacken enthalten einen schwach zweiaxigen, eisenarmen Biotit. in einigen Handstücken war die Grundmasse pilotaxitisch.

In der Teplitzbucht treten dieselben Typen auf wie am Cap Fligely und am Säulencap, nur dass sich dort auch der Olivin in einem einzigen Gestein von hypidiomorphkörniger Structur einstellt.

Das Alkencap hat hauptsächlich doleritische Basalte mit durchweg spärlichem Augit.

Demnach sind diese Gesteine als olivinfreie Basalte zu bezeichnen. Sie schliessen sich den übrigen von Franz Josefs-Land beschriebenen an und beweisen, dass die von Island über Jan Mayen, Spitzbergen, König Karls-Land nach NO. reichende vulcanische Zone bis zu den nördlichsten Inseln dieses Archipels fortsetzt. **Deecke.**

G. Spezia: Sulla anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della frana del traforo del Sempione. (Atti d. Accad. reale delle Scienze di Torino. **38**. 1903. 10 p. 1 tav.)

Im Simplon-Tunnel traf man 4450—4492 m vom Südportal auf eine zerrüttete Gesteinsmasse, die sich als innere Steinfallzone darstellte. Aus dieser Partie rührt ein dolomithaltiger Anhydrit her, den Verf. eingehend beschreibt. Das Gestein ist körnig, deutlich geschichtet, resp. gestreift durch lagenförmige Vertheilung von Dolomit, Glimmer und Pyrit. Quarz kommt nur untergeordnet vor. Der Glimmer ist ein Phlogopit von folgender Zusammensetzung: SiO_2 43,30, Al_2O_3 14,18, Fe_2O_3 1,49, MgO 26,66, K_2O 3,65, Na_2O 2,24, Li_2O 0,72, Fl 0,54, H_2O 5,88; Sa. 98,66. Der Anhydrit zeigt im Schliff seine rechtwinkelige Spaltbarkeit, daneben anders orientirte polysynthetische Zwillingsstreifung. — Dann sind aus derselben Zerrüttungszone carbonathaltige, erdige bis breccienförmige andere Gesteine beschrieben, ebenfalls mit Dolomit oder Calcit, Pyrit und Phlogopit, aber auch mit Rutil, Turmalin und einer im trockenen Zustande festen, im feuchten colloidalen Masse, die als ein Hydro-Alluminiumsilicat

gedeutet wird. Verf. versucht die Paragenese dieser in der Bruchzone gelegenen Gesteine und Mineralien zu erklären, aber ohne zu einem ganz sicheren Resultat zu gelangen. **Deecke.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

E. O. Hovey: Table of Ores of Economic Importance, showing percentage of metal contained. (U. S. Geol. Survey. Washington 1902. 9 p.)

In dieser Tabelle sind die Erze unter jedem Metall in der Reihenfolge der Mineralspecies geordnet, wie sie in Dana's System der Mineralogie, 6. Auflage, gegeben ist. Die procentischen Zusammensetzungen, die dieses Werk giebt, sind angenommen und daraus die Metallgehalte berechnet worden. Wenn man bedenkt, dass oftmals die Erze, besonders die des Silbers, nicht reine Minerale, sondern Verbindungen mehrerer Minerale darstellen, und wenn man weiter die Verunreinigungen durch Gangart und die unvermeidlichen Verluste bei der Gewinnung des Metalles in Betracht zieht, so muss man zugeben, dass der Betrag des aus einem Erz thatsächlich gewonnenen Metalles oft weit unter seine theoretische chemische Zusammensetzung herabsinkt. Der Hauptzweck der vorliegenden Tabelle ist deshalb, den höchstmöglichen Metallgehalt zu zeigen. In einer besonderen Columne ist dieser Betrag dann auf die short ton (1 kurze Tonne = 2000 Pfund) umgerechnet worden. **A. Sachs.**

G. Gürich: Über die Entstehungsweise schlesischer Erzlagerstätten (Oberschlesien und Kupferberg). (Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur. 6. März 1902. 7 p.)

1. Oberschlesien. Beck stellt in seiner „Lehre von den Erzlagerstätten" (Berlin 1901) die oberschlesischen Lagerstätten zu den epigenetischen Erzstöcken. Dies veranlasst den Verf., noch einmal die Gründe für seine Auffassung der Lagerstätten als syngenetische anzuführen: Niveaubeständigkeit, zu geringe Constanz und Stärke des Vitriollettens, um die Wasserführung im Dolomit gegen den unterlagernden Kalk abzuschliessen u. s. w. Verf. giebt jedoch zu, dass weitgehende metagenetische und epigenetische Vorgänge, besonders an der Peripherie, den primär syngenetischen Charakter verwischt haben.

2. Kupferberg am Bober. Verf. kennt diese Lagerstätten nur von den Verhältnissen über Tage und von den Handstücken im Breslauer Museum. Man muss jedoch auf Grund neuerer Untersuchungen durch Krusch und auf Grund der Funde von Merensky diese Lagerstätten als contactmetamorphische bezeichnen. **A. Sachs.**

G. Gürich: Zur Genese der oberschlesischen Erzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 202—205.)

Verf. giebt weitere Ausführungen zu seiner Auffassung der oberschlesischen Erzlagerstätten als primär syngenetisch unter Einräumung meta- und epigenetischer Vorgänge für die Peripherie (Metathese). Innerhalb des Haupterzlagers (d. h. des unteren bis 12 m mächtigen Erzhorizontes) unterscheidet er 4 Ausbildungsarten: Erdblende, körnige Erze, Krustenerze und Bleiglanzplatten, von denen er die ersten beiden für die ursprüngliche Form der syngenetischen Lagerstätte, die letzten beiden für metathetischer Entstehung hält. Verwerfungen konnte Verf. nur wenig beobachten, die Abhängigkeit der Erzführung von der Orlauer Verwerfung, wie sie vermuthet worden ist, erscheint dem Verf. wenig plausibel. Ebenso scheinen ihm Auswaschungserscheinungen seine Theorie von der ursprünglich syngenetischen Natur der oberschlesischen Lagerstätten nicht zu beeinträchtigen. [Vergl. A. Sachs, Die Bildung der oberschlesischen Erzlagerstätten. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 40—49. Ref.]

A. Sachs.

J. M. Maclaren: Field Notes on the Influence of Organic Matter on the Deposition of Gold in Veins. (Brit. Assoc. Rep. 1901. 652; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 114.)

Die Reduction von Gold in Gängen kann zuweilen durch organische Stoffe viel mehr als durch Sulfide (wie man gewöhnlich angenommen hat) verursacht werden, was Verf. an Beispielen erläutert. **A. Sachs.**

W. H. Weed: Der Einfluss des Nebengesteines auf die Gangfüllung. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 51. 1903. No. 11—13.)

Die Abhandlung, welche von C. v. Ernst ins Deutsche übersetzt wurde, belegt den Einfluss, welchen die Beschaffenheit des Nebengesteines auf Erzgänge ausübt, mit einer grösseren Anzahl meist aus der Literatur entnommener Beispiele. Als Schlussfolgerungen werden folgende Ergebnisse hervorgehoben: Dass das Verhalten der Gangspalten vom Nebengestein abhängt, nicht aber die Mineralfüllung derselben, falls die Spalten ursprünglich offen waren. Nur wo sich gangartige Lagerstätten aus der Metasomatose des Nebengesteines herleiten, wird ihre Füllung von diesem beeinflusst, ohne dass aber bisher festgestellt werden konnte, ob hierfür eine Gesetzmässigkeit besteht. Zu erwähnen wäre noch die neuerliche Betonung einer älteren Ansicht des Verf.'s, dass auf Lösungen, welche Kupfersalze enthalten, nicht bituminöse Stoffe, sondern Schwefelkies reducirend einwirkt. Er glaubt, dass bei den Fahlbändern Norwegens, sowie bei den sich in den sogen. „Indicatoren" beträchtlich anreichernden Goldgängen Australiens nicht Bitumen, sondern Schwefelkies das eigentliche Präcipitationsagens ist. **Katzer.**

T. A. Rickard: Die Gänge von Cripple Creek. (Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. New Haven Meeting. Oct. 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 1903. 391—393.)

Hier wurde ein Granitgebiet zur Tertiärzeit von Andesiten und Phonolithen durchbrochen. Als letztes Erzeugniss vulcanischer Thätigkeit tritt Basalt auf. Die Erzgänge sind Imprägnationsgänge, d. h. sie sind von engen — dem Alter nach den jüngsten — Spalten ausgehende Imprägnationen des zersetzten Nebengesteins. Verf. schildert das Verhalten der Erzgänge gegenüber den einzelnen Nebengesteinen, woraus sich ergiebt, dass manche Eruptivgesteine, ohne selber die Erzbringer zu sein, einen überaus günstigen Einfluss auf Erzlagerstätten auszuüben im Stande sind. Ein Vergleich mit den — ebenfalls von edlen Tellurerzen begleiteten — Vorkommen von Boulder County in Colorado und von Kalgoorlie in West-Australien ergiebt als Gemeinsames nur, dass alle 3 Vorkommen gangförmige, entlang Zerspaltungen verlaufende quarzreiche Imprägnationen darstellen. Eisenkiese sind fast nie fehlende Begleitmineralien. [Anm. d. Ref.: vergl. E. A. Stevens, Transactions Am. Inst. of Mining Engineers. New York and Philadelphia Meeting. Februar und Mai 1902.]

A. Sachs.

W. H. Weed: Contactmetamorphe Erzlagerstätten. (Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. New Haven Meeting. Oct. 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 1903. 393—395.)

Nicht alle contactmetamorphen Lagerstätten müssen nothwendig auch Contactlagerstätten sein.

Contactmetamorphe Lagerstätten von wirthschaftlicher Bedeutung kommen nur da vor, wo einzelne Schichten oder auch grössere Massen von thonigkieseligem Kalkstein durch Umwandlung in granat- oder aktinolithreiche Gesteine porös oder löcherig geworden sind. Die Umwandlung von Kalkstein in Granat u. s. w. hat vor der Erstarrung des Eruptivgesteines stattgefunden. Die Erze kamen erst später hinzu als Erzeugnisse theils heisswässeriger, theils pneumatolytischer Ausscheidungen aus den langsam erkaltenden Eruptivmassen. [Anm. d. Ref.: vergl. Klockmann, Contactmetamorphe Magnetitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. p. 73—85.]

A. Sachs.

Arthur C. Spencer: The Manganese Deposits of Santiago Province, Cuba. (Eng. and Min. Journ. **8**. 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 110—111. 1903.)

Die Manganlager Cubas liegen in der Nachbarschaft von Santiago, in der Provinz desselben Namens, zwischen Guantanamo im O. und Manzanillo im W. und streichen parallel der Sierra Maestro. Die Erze stellen Gemenge von Oxyden dar von Manganit, Pyrolusit, Braunit und Wad.

Die Gesteine, die den Kamm der Sierra Maestro bilden, sind grobe, gut geschichtete vulcanische Breccien. Diese werden auf dem nördlichen

Abhang überlagert von Gesteinen, die eine Wechsellagerung von marinen Sedimenten und feinkörnigen Tuffen darstellen und ihrerseits wieder von Basaltströmen und anderen vulcanischen Ablagerungen bedeckt sind. Diese vulcanischen Schichten treten nach oben hin allmählich zurück und werden schliesslich von Kalksteinen und anderen marinen Absätzen verdrängt.

Interessant sind mit dem Erz stellenweise vergesellschaftete Kieselausscheidungen in der Form von dichtem amorphen Jaspis, dem sogen. „Bayot". Verf. sieht die Kieselsäure wie die Manganoxyde als Absätze aus heissen Quellwässern an, die in dem stark zerklüfteten Gestein leicht aufsteigen und dann die in ihnen gelösten Stoffe gegen Kalk aus dem anstehenden Gestein umsetzen konnten. **A. Sachs.**

E. G. Williams: Die Manganerzlagerstätten des Kreises Panama in Colombia, S. America. (Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11.** 246—248. 1903.)

An der Nordküste des Isthmus von Panama, östlich vom Endpunkt der Panamabahn, liegt am Caribischen Meer der Hafenort Nombre de Dios, in dessen weiterer Umgebung sich zahlreiche Manganvorkommnisse finden. Die wichtigsten Gruben sind die Soledad- und die Concepcion-Grube. Das Erz ist hauptsächlich Psilomelan. Zuerst hatte man nur eine secundäre Blockanhäufung gefunden, bei genauerer Untersuchung entdeckte man das primäre Vorkommen. Dieses bildet concordante Einlagerungen in Thonschiefern, deren Alter noch nicht mit Sicherheit feststeht. Die Erze sind nach der Art ihres Auftretens als sedimentäre Bildungen anzusprechen. **A. Sachs.**

W. Teisseyre und L. Mrazec: Das Salzvorkommen in Rumänien. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **51.** 1903. No. 15—18. Mit 1 geol. Kartenskizze und zahlreichen Profilen und Abbildungen im Text. Moniteur des intérêts pétrolifères roûmains. Bukarest. 55 p. 19 Fig.)

Die Abhandlung bietet einen sehr dankenswerthen Überblick der geologischen Verhältnisse der Salzlagerstätten Rumäniens, von welchem man nur wünschen würde, dass er nicht gar so gedrängt gehalten worden wäre, weil dadurch stellenweise die Klarheit der Darstellung etwas beeinträchtigt wird. Die Verf. heben übrigens hervor, dass sie sich nur auf die Mittheilung der allgemeinen Ergebnisse jahrelanger, theils gemeinsamer, theils sich ergänzender Studien beschränken, während Einzelheiten bei späteren Gelegenheiten dargelegt werden sollen.

Der reiche Inhalt der Abhandlung gliedert sich wie folgt: 1. Einleitende Bemerkungen über die Geologie der rumänischen Karpathen. 2. Die palaeogene Salzformation. 3. Die miocäne Salzformation. 4. Die Tektonik der Salzthonzone. 5. Die Bucht von Slanik. 6. Die Salzthoninseln auf der Südseite der krystallinischen Klippe der Süd-Karpathen.

7. Das geologische Alter der subkarpathischen Salzformation. 8. Die geographische Verbreitung des Salzes innerhalb der miocänen Salzformation. 9. Die Salzstöcke, ihre Gestalt, Grösse und Zusammensetzung. 10. Die Tektonik der Salzstöcke. 11. Die Bildungsgeschichte der Salzstöcke. 12. Abhängigkeit des Salzabsatzes von tektonischen Vorgängen. 13. Tektonische Bedingungen des Gyps- und Salzabsatzes am Aussenrande der Nordkarpathen. 14. Salzvorkommnisse in sarmatischen und pliocänen Schichten. 15. Salzseen. Es ist unmöglich, im Rahmen eines Referates auf jeden dieser Abschnitte einzeln einzugehen; nur das Wichtigste sei hervorgehoben.

Für den Aufbau der rumänisch-siebenbürgischen Karpathen ist es charakteristisch, dass im östlichen Theil ihres Bogens, von der Bukowina bis über den scharfen Umbug aus der südlichen in die westliche Richtung hinaus, der Flysch, umfassend Neocom bis einschliesslich Oligocän, als orographische Individualität den Hauptkamm des Gebirges bildet, während im westlichen walachischen Theil diese Rolle krystallinischen Gesteinen zufällt, an welche der Flysch nur mehr, nach Süden geneigt, mantelförmig angelagert ist. Am Aussenrande des Bogens schliessen sich dann miocäne Ablagerungen an.

Die reichsten rumänischen Salzlagerstätten treten im Palaeogen und im Miocän auf. Die noch jüngeren Salzvorkommen besitzen nur geringe Bedeutung.

Dass der palaeogene Flysch grosse Salzlager einschliesst, wurde von W. Teisseyre zuerst in Tîrgu-Ocna nachgewiesen; spätere Forschungen lehrten aber, dass in den Bezirken von Bacau, Putna und Buzeu eine grössere Anzahl derartiger palaeogener Salzlagerstätten vorhanden ist, wie namentlich die grossen Salzstöcke von Tîrgu-Ocna, Grosesti, Cerdac, Slanik, Herestrau, Balosu und Plaiu Mili, die innerhalb des Flyschgebietes zumeist weit von dessen Rand entfernt gelegen sind. „Die petrographisch vom miocänen Salzthon untrennbare palaeogene Salzformation wurde in Form mächtiger Einschaltungen bald im Obereocän, bald im Unteroligocän, bald schliesslich im mittleren Oligocän, d. h. an der Basis der Menilitschiefer, beobachtet.“ Bezüglich einiger anderer Salzstöcke ist das palaeogene Alter zwar möglich, aber nicht sicher, weil sie sich theils in Synklinalen am Aussenrande des Flysch, oder aber an Überschiebungen des Palaeogen über das Miocän befinden und somit auch diesem letzteren angehören könnten.

Die miocäne Salzformation besitzt im Becken von Rimnicu-Vâlcea facielle Ähnlichkeit mit der nordeuropäischen Kreide; sonst aber gleicht sie faciell dem Typus der Nordkarpathen: Conglomerate bilden das Liegende und darüber erscheinen bunte, zumeist rothe, und dann graue Salzthone oder eigentlich Mergel und Mergelsandsteine. Die Conglomerate bestehen in der Slaniker Bucht aus Graniten, krystallinen Schiefern, Quarziten etc., sonst aber aus Elementen der sogen. grünen karpathischen Fremdgesteine, welche auch den Hauptbestandtheil der Flyschconglomerate bilden. Es scheint daher, dass die grünen miocänen Conglomerate aus

den analogen Flyschgesteinen durch Umlagerung entstanden sind. Die miocäne Salzthonzone ist zwischen den Flysch im Westen und die schollenartige sarmatische Platte im Osten gleichsam eingezwängt. In der nördlichen Moldau ist die Breite der Salzthonzone relativ gering; weiter südlich bis zum Trotus-Fluss bildet die miocäne subkarpathische Salzformation eine grosse, in zahlreiche secundäre und tertiäre, zumeist überstürzte Falten aufgelöste Synklinale; südlich vom Trotus ist die Formation stark gefaltet, aber nur im Osten von aufgestauchten sarmatischen Schichten begrenzt, während südlich vom Putna-Fluss in den Faltenkernen des Salzmiocän auch schon sarmatische Bildungen auftreten. Und im Districte von Buzeu löst sich die Salzthonzone je weiter südwestwärts desto mehr in divergirende Falten auf, wobei die Faltung auch das Pliocän, ja selbst levantinische Schichten mitergreift. In ihrem Verbande stellt sich die jungtertiäre Salzformation der Südostkarpathen als „Regressiv-Facies des alttertiären Flysches" dar und umfasst die Zeit vom Oligocän bis zum Sarmaticum. Bemerkenswerth ist, dass mit ihrer Umgrenzung auch die Verbreitung des Palla genannten Dacittuffes ziemlich zusammenfällt, welcher sonst in Rumänien wie in den Nordkarpathen fehlt, aber in Siebenbürgen (Mezöseger Schichten, nach Koch II. Mediterranstufe) weit verbreitet ist.

Die bedeutendsten miocänen Salzlagerstätten Rumäniens befinden sich im Bereiche des Karpathenumbuges vom Trotus im Norden bis zum Dâmbovitza-Fluss im Südwesten, in welchem Gebiete auch die palaeogenen Salzstöcke concentrirt sind. Die stockförmige Ausbildung der Salzlagerstätten ist in Rumänien sehr verbreitet; man kennt mehr als 50 Salzstöcke, von welchen sich aber nur 4 im Abbau befinden. Sie sind sehr ausgedehnt und mächtig. So wird der palaeogene Salzstock von Tîrgu-Ocna auf mindestens 264 Millionen Tonnen Steinsalz geschätzt; bei Stejar-Doftanez hat man 190 m, bei Poiana-Verbilĕu sogar 340 m im miocänen Steinsalz gebohrt, ohne seine Unterlage zu erreichen. Die Hülle der Salzstöcke, welche hauptsächlich aus grauen thonigen Mergeln mit sandigen Lagen, mit Gyps und häufig auch mit Pyritknollen besteht, stösst stets discordant am Salz ab. Die Ursachen dieser Erscheinung können allerdings verschieden sein; aber überall beeinflussen die Salzstöcke die Tektonik ihrer Umgebung. Fast sämmtliche palaeogene und miocäne Salzstöcke kommen auf Antiklinalen vor, da sie sich dem umgebenden Gebirge gegenüber als Fremdkörper verhalten, welche in einem Gebiete von verhältnissmässig so seichter Faltung, wie es die subkarpathische Zone ist, leicht die Entstehung von Antiklinalen und Dislocationen bewirken.

Die Thatsache, dass die mächtigste Entwickelung der Salzlagerstätten an den Gebirgsbogen der Südostkarpathen gebunden ist, wird mit den Faltungen und Dislocationen in Zusammenhang gebracht, welche sowohl während des palaeogenen als während des miocänen Salzabsatzes stattfanden. Für die Erklärung der Entstehungsweise der Sazlagerstätten scheint sich die Theorie von Ochsenius besser zu eignen als jene von Walther, jedoch stimmen Einzelheiten mit Voraussetzungen der Ochsenius'schen

Theorie nicht überein. So fehlt dem Salz in Rumänien überall ein Anhydrithut und auch der Mangel an Kalisalzen ist auffallend. Manche Salzstöcke werden von Conglomeraten mit z. Th. riesigen Gesteinsblöcken bedeckt. Sie sollen von zerrütteten ehemaligen Klippen herstammen, in deren Bereiche sich die Sazlagerstätten gebildet haben.

Die Salzvorkommen in sarmatischen und pliocänen Schichten Rumäniens sind zumeist secundären Ursprunges. Als primär müssen jedoch die Salz- und Gypsnester in mäotischen Sedimenten gelten, welche in Soimari und Matitza-Pacuretzi an verschiedenen Stellen bekannt sind und dann jene, auf welche die Salzquellen und Schlammvulcane von Malaesti am Verbileu, von Beciu, Policiori und Berca zurückzuführen sind. „Von sonstigen mäotischen Salznestern könnten jene von Câmpina-Bustenari und Oparitzi-Sarari vielleicht eluvialen Ursprungs sein, nämlich Absätze von aus miocänen Salzlagern kommenden pontischen Gewässern. Dasselbe könnte für gewisse Salzvorkommen der Congerienschichten gelten, während in anderen Fällen (Baicoi, Tzintea u. s. w.) miocäne Salzlinsen durch tektonische Vorgänge (Schuppenstructur) scheinbar in die pontischen Schichten gelangten. In von salzigem Grundwasser erfüllten Synklinalen treten Salzausblühungen schliesslich auch in levantinischen Schichten auf. Alle diese secundären oder tertiären Salzvorkommen sind geringfügig; die Annahme, dass es in Rumänien mächtige pontische Salzlager gäbe, trifft nicht zu.

Die in der rumänischen Ebene im Vorlande der Südostkarpathen auftretenden Salzseen und Salzsümpfe sind lediglich eine locale Erscheinung im Bereiche des Löss von unzweifelhaft aeolischem Ursprung. Vor und während der Lösszeit sollen die betreffenden Gegenden (Rîmnic-Sarat, Braila, Dâmbovitze) den Charakter der aralokaspischen Steppen besessen haben, die von salzigen und bitteren Seen bedeckt waren. Diese trockneten aus und wurden vom Löss vertragen. Aus den salzigen Schlammabsätzen der Lösszeitseen soll der Salzgehalt der heutigen Salzseen der rumänischen Ebene herstammen. **Katzer.**

B. Lotti: Sul giacimento di Bauxite di Colle Carovenzi presso Pescosolido (circ. di Sora) nella Valle del Liri. (Rassegna Mineraria. 18. No. 11. Torino 1903.)

Diese bei Sora in dem Liri-Thal seit einigen Jahren entdeckten Bauxitvorkommen sind etwas mehr erschlossen und zeigen nun, dass es Bildungen sind, concordant dem Hangenden, abgesetzt auf dem etwas erodirten rauhen Liegenden, dass es Meeressedimente sind, reich an Eisenhydroxyd mit z. Th. Oolithstructur. Bei durchschnittlich 56 % Thonerde fand sich etwa 25,6 % Eisenoxyd und -oxydul und etwa 12 % gebundenes Wasser. Dies Mineral dient auch als Cement in einer Requienienbank und ist damit als zu den Urgonkalken gehörig bestimmt. **Deecke.**

V. Novarese: Der Bauxit in Italien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 299—301. 1903.)

Die besser aufgeschlossenen und aussichtsvolleren italienischen Bauxitvorkommnisse sind bis jetzt Lecce dei Marsi südöstlich des ehemaligen Fuciner Sees und Pescosolido im Liri-Thal, unweit von der Stadt Sora. Der Bauxit kommt in der Kreideformation als Einlagerung in der oberen Abtheilung der Caprotinenkalke vor. Er ist gleichalterig mit dem Kreidekalkstein. **A. Sachs.**

Everding: Die Schwerspathvorkommen am Rösteberge und ihre Beziehung zum Spaltennetz der Oberharzer Erzgänge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 89—106. 1903.)

Aus der Thatsache, dass die Nord- und Südspalte des Rösteberges in postpermischer Zeit aufgerissen sein müssen und aus deren Beziehungen zum Hülfe Gottes-Gang ist der Rückschluss auf das relativ junge Alter des letzteren und damit aller eigentlichen Oberharzer Erzgänge berechtigt. **A. Sachs.**

B. A. Baker: Cölestinablagerungen der Umgebung von Bristol. (Proceed. Bristol Naturalist's Soc. 1901. N. S. 161; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 113. 1903.)

Der Cölestin kommt hier in den Mergeln der Trias, oft von Gyps begleitet, in unterbrochen horizontalen Massen vor. Er ist wahrscheinlich mehr in stehenden Wasseransammlungen als durch Quellen entstanden, da verticale Gänge selten sind. **A. Sachs.**

D. Pantanelli: Di alcuni giacimenti solfiferi della Provincia di Siena. (Boll. Soc. Geol. Ital. 22. CXXIV—CXXVI. Roma 1903.)

In der schmalen Zone des oberen Miocäns, die sich zwischen der Eocänkette der Monti di Chianti im Osten und der mesozoischen Montognola Senese im Westen entwickelt, sind unter Süsswasserschichten mit Braunkohlen (Ligniti di Casino) recht erhebliche Mengen von Schwefel in Gypslinsen entdeckt. Jetzt sind bereits 30 t raffinirten Schwefels monatlich gewonnen und zwar aus Lagen, die unter dem schwarzen, kalkfreien Braunkohlenthone liegen. Die reichste Bank hat 1,20 m Dicke, besteht aus Gyps mit grossen, derben Schwefelnestern in einem kalkigen Gangmittel. Alles fällt schwach nach Norden. Auffallend ist bei der sonstigen Ähnlichkeit mit Vorkommen in Sizilien und in der Romagna nur die Einschaltung in Süsswasser-, nicht in brackische Sedimente. Auch Braunkohlen, deren Nachweis in abbauwürdiger Form in dem kohlenarmen Italien die Ausbringung des Schwefels sehr erleichtern würde, sind wahrscheinlich in der Umgebung noch mehrfach unter jüngeren Bildungen versteckt. **Deecke.**

M. Blanckenhorn: Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphaltkalk, Asphalt und Petroleum in Palästina und Ägypten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 294—298.)

Sowohl in Ägypten als auch in Palästina findet sich in der Kreideformation, im mittleren Senon, ein ziemlich beständiger phosphatführender Horizont. In Palästina sind zwei beachtenswerthe Typen zu unterscheiden: 1. Hochprocentiges Phosphat (an einer bisher nur dem Verf. bekannten Stelle auf dem Hochplateau des Ostjordanlandes) und 2. Kreidephosphate in der Wüste Juda. In Ägypten sind bisher nur Kreidephosphate mit durchschnittlich 40—50 % Tricalciumphosphat bei den besseren Sorten bekannt geworden. In Verbindung mit Kreidephosphaten treten in der Wüste Juda Bitumenkalke oder Asphaltkalke in unerschöpflicher Menge längs einer Zone parallel zum Todten Meer und Jordanthal, im Besonderen in der Gegend von Nebi Musa, auf. Dass das Todte Meer und seine Umgebung im O., S. und W. sich durch einen ungewöhnlichen Reichthum an reinem Asphalt oder Bitumen bester Qualität auszeichnet, ist allgemein bekannt. Noch wichtiger als alle die genannten nutzbaren Mineralien aber könnte für Palästinas Zukunft die Erschliessung von Erdöllagern am Todten Meere werden, ein Gebiet, welches Verf. für viel aussichtsreicher als das Petroleumvorkommen Ägyptens von der Küste des Gebel Sēt hält.

A. Sachs.

Fritz Cirkel: Vorkommen und Gewinnung von Asbest in Canada. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 123—131.)

Unter den nutzbaren Mineralien Canadas nimmt Asbest heute einen der ersten Plätze ein: die Förderung in diesem Jahre wird voraussichtlich einen Werth von weit über 2 000 000 Doll. betragen. Nur der Chrysotil-Asbest (nicht der Hornblende-Asbest) soll betrachtet werden. Geologisch sind zwei Vorkommen zu unterscheiden: 1. Das Vorkommen von Templeton in der krystallinischen Kalksteinformation des Ottawa-Districtes (der mit dem Asbest verknüpfte Serpentin bildet ellipsoid- oder kugelringartige Körper von ½—15 m Durchmesser im krystallinischen Kalk) und 2. das für den Handel weitaus wichtigere Vorkommen in Thetford-Black-Lake an der Eisenbahnlinie zwischen Sherbrook und Quebek, ungefähr 150 englische Meilen östlich von Montreal gelegen. Das Gesteinsmaterial in diesen Localitäten gehört der cambrischen Formation an: olivinreiche Serpentine in Verbindung mit Schiefern und beiläufig auftretenden Conglomeraten und Sandsteinen. Diese treten häufig mit feinkörnigen, massigem Diorit zusammen auf. Neben dem Diorit und namentlich mit dem Serpentin eng vergesellschaftet tritt häufig ein Granulit auf, grösstentheils aus Orthoklas, Plagioklas und Quarz bestehend. Im Serpentin, der sich wahrscheinlich grösstentheils aus Diorit gebildet hat, und der an vielen Stellen auch Steatit und Chromeisenstein führt, tritt der Asbest durchweg in schmalen Adern von 5—60 und 80 mm Mächtigkeit auf, oft durch Verwerfungsklüfte des Serpentins gestört. Für die Genesis der Asbestadern nimmt man

Spaltenausfüllung (Lateralsecretion) oder auch Umwandlung des Olivins und Serpentins in Gegenwart grosser Hitze an. Die Gewinnung geschieht fast durchweg in offenen Brüchen oder Tagebauten. **A. Sachs.**

H. Ries: Die Vorkommen von Töpferthon in den Vereinigten Staaten. (Min. resources of the U. S. 1901. Washington 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 1903. 210.)

Guter Töpferthon muss folgenden Bedingungen genügen: 1. Genügender Widerstand gegen die stärkste Hitze ohne Veränderung der Form, 2. grosse Plasticität, 3. muss er sich brennen lassen bei möglichst niedriger Temperatur, 4. soll er eine geringe Beimengung von Flussmitteln und auch von Kieselsäure enthalten, 5. soll seine Tension nicht weniger als 150 Pfund pro Quadratzoll betragen.

Amerika ist bisher auf den Import guter Töpferthone angewiesen gewesen. Verf. beschreibt Thone aus der Carbonformation von Pennsylvanien und Missouri, die den typischen deutschen und belgischen Vorkommen ähnlich sind. **A. Sachs.**

E. Monaco: Sull' impiego delle roccie leucitiche nella concimazione. (Le stazioni sperimentali agrarie ital. **36**. Fasc. 7. 577—583. Modena 1903.)

Um die Verwerthbarkeit der Leucitgesteine für die Düngung zu prüfen und um zu sehen, ob sie nicht einen Ersatz der Kalisalze gewähren könnten, wurde das schon ziemlich zersetzte leucitreiche Gestein von Orchi an dem Vulcan von Roccamonfina, das K_2O 6,74, Na_2O 5,23 % enthält, mit verschiedenen Substanzen behandelt. Auf leucitführenden Ackerboden berechnet, gingen in Lösung durch:

	K_2O	Na_2O
Eisessig	0,0556 %	0,2272 %
Ammoniumcitrat	0,0524	0,0782
Kochsalz	0,1060	—
Gyps	0,0170	0,0878
CO_2-Wasser	0,0320	0,0620
Torf	0,0868	0,0880
Brunnenwasser	0,0765	0,0128

Dann ergab sich, dass bei wiederholter Behandlung derselben Probe der Lösungsbetrag steigt, z. B. mit Ammoniumcitrat von 0,052 auf 0,235 % K_2O.

Deecke.

M. v. Wolfstrigl-Wolfskron: Die Tiroler Erzbergbaue 1301—1665. Innsbruck 1903. Wagner'sche Buchhandlung. 473 p.

Das Buch will Jedem, der sich für den tirolischen Bergbau der Vorzeit, sei es als Gelehrter oder praktischer Bergmann und Schürfer, interessirt,

alles, was sich im Innsbrucker Statthalterei-Archive oder in der bisherigen Literatur über denselben vorfindet, in erschöpfender und möglichst übersichtlicher Weise bringen. A. Sachs.

E. Weinschenk: Die Erzlagerstätte des Schneebergs in Tirol und ihr Verhältniss zu jener des Silberbergs bei Bodenmais im Bayrischen Wald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 231—237.)

Die Deutung Elterlein's der Schneeberger Lagerstätte als Gang steht mit allen Erscheinungen völlig im Einklang; im Gegensatz zu Elterlein jedoch, der jede Beziehung der Schneeberger Gänge zu Massengesteinen leugnet, ist auf die Nähe des Centralgranites hinzuweisen. Der beabsichtigte Vergleich zwischen Schneeberg und Silberberg ergiebt bei genauerer Betrachtung in keiner Richtung irgend welche Ähnlichkeit. Verf. vertheidigt gegen R. Beck seine früher gegebene Erklärung der Kieslagerstätte im Silberberg, wonach es sich hier um aus der Tiefe emporgedrungenes Kiesmagma handle. A. Sachs.

R. Delkeskamp: Die technisch nutzbaren Mineralien und Gesteine des Taunus und seiner nächsten Umgebung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 265—276.)

Verf. behandelt die Vorkommen von Erzen (silberhaltigen Bleierzen, Zink-, Mangan- und besonders Eisenerzen) und Kohlen (tertiären Braunkohlen), von nutzbaren Gesteinen (Thonen, Kalken, Basalten, Anamesiten, Quarziten, Sandsteinen, Dachschiefern) und von Mineralquellen.

A. Sachs.

E. Weinschenk: Einige Beobachtungen über die Erzlagerstätte im Pfunderer Berg bei Klausen in Südtirol. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 66—68.)

Die Erzgänge am Pfunderer Berg treten sowohl im Diorit, als in einem als „Feldstein" bezeichneten Gestein auf; in letzterem führen sie vorherrschend Kupferkies und Schwefelkies, zu denen im Diorit besonders silberhaltiger Bleiglanz und Blende treten. Letztere Combination findet sich auch beim Übergang des „Feldsteines" in phyllitartige Gesteine. Der „Feldstein" ist nach Ansicht des Verf.'s ein echter Granitaplit, der, wie in anderen Theilen der Alpen, das jüngste Eruptivgebilde darstellt, und in dessen Gefolge die Erze emporgedrungen sind; die Erzbildung im Nebengestein und in den zuerst erkaltenden Injectionszonen zeigt einen anderen Charakter als jene im Erzbringer selbst, in welchem erst nach vollendeter Verfestigung die Klüfte aufrissen, welche nun von etwas modificirten Lösungen durchzogen und ausgekleidet wurden, denen in erster Linie die edleren Bestandtheile fehlten. A. Sachs.

K. A. Redlich: Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. (Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1903. **53**. 285—294. Mit 4 Abbild.)

Verf. tritt lebhaft für die epigenetische Natur verschiedener lagerartiger Lagerstätten im Bereiche der nördlichen Grauwackenzone der Alpen, insbesondere jene Steiermarks, ein. Die Siderite des Erzberges, die Ankerite von Radmer, die Pinolitmagnesite des Sattlerkogels in der Veitsch und diesen Typen entsprechende Lagerstätten seien ebensowenig im Sinne der gewöhnlichen Sedimentation als Lager aufzufassen, wie die Kiese von Kalwang und Öblarn. Die Entstehung der besagten Carbonatlagerstätten könne nur durch Umwandlung präexistirender anderer Materialien erklärt werden; sie seien daher als „metamorphe Carbonatlager der nördlichen Grauwackenzone" zusammenzufassen. Der Ablagerung jener ursprünglichen Sedimente, aus deren Umwandlung die Erze hervorgingen, sind nach der Vorstellung des Verf.'s submarine Eruptionen vorausgegangen, denen Exhalationen und Quellausbrüche folgten, welche die Umwandlung der Schichten bewirkten. In Bezug auf das Alter der metamorphosirten Schichten sind die Kiese von Kalwang und Öblarn vorsilurisch, die Eisenerze und Kupferkiese der Radmer, des Erzberges und der hinteren Veitsch silurdevonisch, die Kiese und Fahlerze des Dürrsteinkogels in der Veitsch aber carbonisch.

Katzer.

J. Hörhager: Das Erzrevier von Bešlinac-Trgove in Kroatien. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 51. Jahrg. 1903. No. 7, 8.)

Das Erzgebiet von Bešlinac-Trgove grenzt am Zusammenfluss der Unna mit der Sana bei Bos Novi an Bosnien an und bildet lediglich eine Fortsetzung des reichen Eisenerzdistrictes von Prijedor und Sanskimost im nordwestlichen Theile Bosniens. Hier wie dort treten die Erze in obercarbonischen Schiefern und Sandsteinen auf. Im Übrigen scheinen die Verhältnisse, wenn die Ansichten des Verf.'s zutreffen, von jenen in Bosnien jedoch verschieden zu sein.

Die erzführenden Schichten des Gebietes von Trgove verflachen im grossen Ganzen nach SW. Es sollen nun die Erzlagerstätten in diesem Gebirge in drei verschiedenen Zonen auftreten: im liegendsten Theile kupferreine Braun- und Spatheisensteine, in der Mitte kupferkiesführende Spathe und im hangendsten Theile Bleierze. Alle diese Lagerstätten werden als Lagergänge bezeichnet, welche recht constant von SO. nach NW. streichen, was mit dem auf der Nordseite des Erzgebietes entwickelten Grünstein- und Serpentinmassiv in Zusammenhang gebracht wird. Die Entstehung der Erzlagerstätten sei jedoch eine verschiedene: bei den Blei- und Kupfererzgängen sei die Ausfüllung der Gangspalten durch aufsteigende Lösungen, also durch Ascension erfolgt, während die Eisenerzlagerstätten im Liegenden des Gebirges secundären Ursprunges seien und durch Infiltration von Eisenlösungen in Kalke aus diesen entstanden seien. [Sie

werden demgemäss am Schluss der Abhandlung auch als stockförmige Lager bezeichnet, während sie vordem für Lagergänge erklärt worden waren. Ref.] Die Eisenlösungen, welche diese Umwandlung bewirkten, sollen aus den ersteren Erzgängen hergekommen sein.

Der Bleibergbau scheint im Gebiete von Bešlinac-Trgove der ursprüngliche gewesen zu sein; dann folgte der Kupferbergbau, welcher mit Unterbrechungen bis 1870 betrieben wurde, während der Eisenerzbergbau, welcher in früheren Jahrhunderten nur eine geringe Ausdehnung besass, erst in neuester Zeit zur Blüthe gelangte. Die der Abhandlung eingefügten zahlreichen Erzanalysen und die geologische Kartenskizze sind ein werthvoller Theil derselben. **Katzer.**

C. Schmidt: Die Erzbergwerke im Wallis. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 1903. 205—208.)

Gegenwärtig bestehen zwei bergbauliche Gesellschaften im Wallis: eine französische zur Gewinnung von Kobalt, Nickel und Kupfer im Val d'Anniviers und eine deutsche zur Ausbeutung der Bleiglanzlagerstätte von Göppenstein im Lötschenthal. Die Erze des Val d'Anniviers liegen mit einer einzigen Ausnahme in chloritischen und sericitischen Schiefern, die jedenfalls dem obersten Horizonte der altkrystallinen Schieferserie angehören. Die Erzlager von Goppenstein bilden 1—5 m mächtige Quarzlager innerhalb einer vererzten Zone schieferigen Gneisses, die zwischen Quarzporphyr und Hornblendeschiefer eingeschaltet ist.

Neben den gegenwärtig ausgebeuteten Vorkommen sind noch das wahrscheinlich schon zur Römerzeit ausgebeutete Magnetitlager vom Mont Chemin bei Martigny, sowie die Golderzgänge von Gondo auf der Südseite des Simplon erwähnenswerth. **A. Sachs.**

Ph. Negris: Tektonik und Mineralisation des Laurion. (Ph. Negris: Plissements et dislocations de l'écorce terrestre en Grèce etc. Athen und Paris 1901. 166—184.) (Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. 1903. 303—306.)

Die Tektonik Griechenlands ist durch 5 Faltensysteme bedingt: 1. das präcretaceische Olympische, 2. das Pentelische zwischen Kreide und Eocän, 3. das alteocäne Achäische, 4. das miocäne Pindische und 5. das pliocäne Tänarische. Als Nebenerscheinungen zum achäischen, pindischen und tänarischen System gehören noch 3 Bruchlinien: die eocäne Lauriotische, die miocäne Korinthische und die pliocäne Argolische. Mit den Auffaltungen und Brüchen stehen Mineralisationsvorgänge im Zusammenhang. Die achäische Faltung hat die Entstehung der Lagerstätten von manganhaltigen Eisenerzen, die pindische Faltung das Vorkommen der manganfreien Eisenerze, der Blei-, Silber- und Zinkerze verursacht.

A. Sachs.

P. Krusch: Beitrag zur Kenntniss der nutzbaren Lagerstätten Westaustraliens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 321—331, 369—389.)

I. Die Goldlagerstätten des Kalgoorlie-Bezirkes. Es handelt sich hier um meist nordnordwestlich streichende Goldgänge in Hornblendeschiefern und massigen Hornblendegesteinen. Diese Gänge sind zu den „zusammengesetzten Gängen" zu rechnen, wenn man unter zusammengesetzten Gängen Zertrümmerungszonen versteht, die sich entweder an eine häufig mit Salband ausgebildete, im Liegenden befindliche Hauptspalte anlehnen, oder durch eine grössere Anzahl wenig mächtiger, meist paralleler gleichwerthiger Spalten hervorgebracht und dann von mehr oder weniger mächtigen Imprägnationszonen begleitet werden.

Die Gangart ist vorzugsweise Quarz, untergeordnet Kalkspath. In der primären Lagerstätte findet sich das Gold bei Kalgoorlie z. Th. als Freigold, z. Th. an Schwefelkies, z. Th. an Tellur gebunden. In der secundären (oxydischen) Zone erscheint das Freigold in drei für die oxydische Zone der westaustralischen Tellurgoldgänge charakteristischen Ausbildungen: als Mustardgold (ähnlich dem im Laboratorium aus Goldlösungen ausgefällten Golde), als Spongegold (in reinster krystallinischer Form) und als Flakegold (ähnlich den künstlichen elektrolytischen Goldüberzügen).

Eine Cementationszone fehlt.

In genetischer Hinsicht lassen sich zwei Gruppen von Elementen, die auf den Lagerstätten auftreten, unterscheiden: einerseits Gold-Silber-Quecksilber, gebunden an Tellur; andererseits Gold-Silber-Eisen, gebunden an Schwefel. Die Zusammensetzung des natürlichen Freigoldes im Kalgoorlie-Bezirk ist ca. $\frac{12}{13}$ Au und $\frac{1}{13}$ Ag, die des vererzten Goldes aber ca. $\frac{3}{4}$ Au und $\frac{1}{4}$ Ag, eine auffällige Erscheinung, die möglicherweise durch das Vorhandensein eines Fällungsmittels zu erklären ist, welches Gold leichter aus seinen löslichen Verbindungen befreite als Silber.

II. Die Zinnerzlagerstätten von Greenbushes in Westaustralien. Der Zinnstein kommt hier primär und secundär auf eluvialen und alluvialen Seifen vor. Das primäre Vorkommen ist vorwaltend gangförmig: Gneissgranite, Amphibolite oder Schiefer werden von jüngeren Granitgängen durchsetzt; in letzteren treten Gangspalten auf, die neben Quarz, hellem Glimmer und Turmalin Zinnerz führen. Verf. hält diese Gangspalten für Contractionsspalten, weil sich die Zinnerzgänge in der Mitte der Granitgänge befinden und nicht an den Salbändern des Eruptivgesteins. Hervorzuheben ist das Fehlen von secundären Teufenunterschieden bei den Zinnerzgängen, ferner das Fehlen oder Zurücktreten von Lithion und von Wolframit beim Primärvorkommen. Andererseits sind interessante Tantal- und Niobverbindungen, wie der nur auf diese Örtlichkeit beschränkte Stibiotantalit = $Sb(Ta, Nb)O^4$, in den alluvialen Bildungen vorhanden. Letztere haben ihr Zinn sehr wahrscheinlich nicht direct aus den Gängen, sondern aus den eluvialen Lagerstätten, sie würden also im Allgemeinen tertiäre Zinnerzlagerstätten darstellen.

III. Die Kohlenfelder von Collie. Der Schichtencomplex, in dem die Flötze auftreten, besteht aus Schieferthonen, Sandsteinen und Conglomeraten. Die Pflanzenreste lassen nur *Glossopteris*-Blattreste bestimmbar erkennen; darnach würde es sich in dem Horizont nach bisheriger Auffassung entweder um Perm oder um Trias (bis Rhät) handeln. Die Kohle besitzt einen zu hohen Aschen- und Schwefelgehalt, eignet sich auch nicht zur Verkokung. **A. Sachs.**

A. Macco: Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Nach einem Vortrage des Geh. Bergraths Schmeisser auf dem deutschen Colonialcongress zu Berlin, 10. October 1902. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 28—33, 193—202. 1903.)

Ohne auf die allgemeinen geologischen Verhältnisse im Allgemeinen eingehen zu können, berichtet Verf. über die nutzbaren Lagerstätten selbst nach dem nunmehr als Broschüre vorliegenden Vortrage Schmeisser's und einigen späteren Mittheilungen. **A. Sachs.**

Geologische Karten.

G. Dewalque: Carte géologique de la Belgique et des provinces voisines. 2. édit. 1903.

Die vorliegende geologische Übersichtskarte von Belgien wird allseitig mit um so mehr Freude begrüsst werden, als die erste Auflage — s. dies. Jahrb. 1880. II. -184- — bereits im Jahre 1879 erschien und längst vergriffen ist. Die neue Karte schliesst sich im Maassstab (1 : 500 000) und in der Farbengebung sehr nahe an die alte an, übertrifft sie aber in Bezug auf Genauigkeit ganz erheblich, was besonders dem Umstande zu danken ist, dass in der Zwischenzeit die officielle geologische Specialkarte des Landes (im Maassstab 1 : 40 000) nahezu vollständig erschienen ist. Auch die Zahl der Farbentafeln hat um fünf für die Sedimentärgebilde zugenommen, während sie für die Eruptivgesteine unverändert geblieben ist.

Im Ganzen sind auf der Karte folgende Systeme vertreten: Cambrium Silur, Devon, Carbon, Perm, Trias, Jura, Kreide, Tertiär und Quartär (lediglich Alluvium, während das Diluvium, wie schon in der älteren Karte, auffälligerweise gänzlich fehlt).

Das Cambrium ist in die 3 Dumont'schen Stufen Devillien, Revinien und Salmien zerlegt, das Silur nicht weiter gegliedert. Das Devon ist in nicht weniger als 10 Stufen eingetheilt. Statt der Bezeichnungen Unter-, Mittel- und Oberdevon finden wir die Namen Rhénan, Eifélien und Famennien mit den Unterabtheilungen Gedinnien, Coblencien und Burnotien für das Rhénan, Couvinien (entsprechend unseren *Calceola*-Schichten nebst den oberen Coblenz-Schichten) und Givetien für das Eifélien, und Frasnien und Condrusien für das Famennien. Das Carbon ist in nur zwei Abtheilungen, Dinantien und Houiller, das Perm (hierher nur Ober-Roth-

liegendes der Trier'schen Bucht) nicht weiter eingetheilt. In der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper als Poecilien, Conchylien und Keuperien, im Jura unterer, mittlerer und oberer unterschieden. Bei der Kreide finden wir in der unteren Abtheilung als neues Glied das Weald (mit einigen kleinen Partien in der Gegend von Mons), und ausserdem noch Albien; in der oberen Abtheilung Cenoman, Turon, Senon (mit 3 Stufen) und Maastrichtien. Im Tertiär weist das Eocän nicht weniger als 8 Stufen auf, das Oligocän 4, das Miocän — der älteren Karte fehlte dieser Name ganz — nur eine (das Anversien), das Pliocän endlich 3 (Diestien, Scaldisien und Poederlien).

Wir sprechen dem verdienten Nestor der belgischen Geologen zur Vollendung des schönen Werkes unseren besten Glückwunsch aus.

Kayser.

Geologie der Alpen.

A. v. Bistram: Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. (Geologisch-palaeontologische Studien in den Comasker Alpen II.) (Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. **14**. 1—84. Taf. I—III.)

„Comasker Alpen" nennt man das zwischen Langensee und Comer See gelegene Gebirgsstück, das im Norden vom Ticino, Oro und Lira, im Süden von der Po-Ebene begrenzt wird. Ihr nordöstliches Stück zwischen dem Flusse Agno im Westen und dem Ostarm des Luganer Sees und der Senke von Porlezza im Süden nennt Verf. die „Luganer Alpen". Sie werden von zwei Gebirgsketten durchzogen, deren nördliche (Menone-Kette) aus vorcarbonischen Schiefern aufgebaut ist, während die südliche vorwiegend aus Dolomiten besteht. Die Geologie des südlichen Abschnittes bildet den Gegenstand der vorliegenden Arbeit, der eine geologische Karte des untersuchten Gebietes im Maassstab 1 : 50 000 beigegeben ist.

Die Schichtenfolge beginnt mit den als präcarbonische Sedimente aufzufassenden Phylliten, die im Norden und Westen an einer grossen Verwerfung an die mesozoischen Sedimente stossen. Die Quarzporphyre, welche sie im Süden des Luganer Sees überlagern, sind hier im Norden nur schwach vertreten. Meist legt sich der Verrucano direct auf die Phyllite. Es sind buntgefärbte Conglomerate und Glimmersandsteine, die z. Th. dem Buntsandstein (Servino) angehören mögen.

Den grössten Raum nehmen kalkige und dolomitische Bildungen der mittleren und oberen Trias ein. Sie beginnen mit einer Folge von unten gut geschichteten dolomitischen Kalken, über die sich weissliche, ungeschichtete Dolomite legen. Diese „untere Dolomitstufe" vertritt den Muschelkalk und die Esino-Stufe. Ihr Vorkommen am Salvatore ist bekannt; es setzt sich nach dem Ostufer des Sees bei Campione fort. Ausgedehnte Verbreitung hat sie am Sasso Rancio (Comer See). Die Raibler Schichten haben, abgesehen vom Ufer des Comer Sees, nur kleine Verbreitungsbezirke. Es sind rothe, gelbe, graue Kalksteine, Sande, Rauhwacken und Gyps. Überlagert werden sie vom Hauptdolomit. Dieser

besteht aus weisslichen, gelblichen und grauen Dolomiten, die vielfach Zerklüftung und Zertrümmerungszonen und eine sehr grobe Schichtung zeigen, die sich oft nur aus der Entfernung wahrnehmen lässt. An Fossilien findet sich kaum etwas Anderes als *Worthenia solitaria* Ben., *Megalodon*-Durchschnitte und *Gyroporella vesiculifera* Gümb. Eine petrographische Unterscheidung gegen den unteren (Esino-) und den oberen *(Conchodon-)* Dolomit ist unmöglich und das Alter einiger Dolomitmassen hat sich nicht zweifellos bestimmen lassen. Die wahre Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt 1000—1200 m, sie erscheint infolge tektonischer Vorgänge oft sehr viel grösser. Als obere Abtheilung des Hauptdolomits müssen die Plattenkalke angesehen werden, graue, dünnplattige Kalke ohne Fossilien. Sie keilen westlich von Porlezza aus. Die dann folgenden rhätischen Schichten beginnen mit schwarzen, bituminösen, fossilreichen Mergeln, werden nach oben immer kalkiger, dann dolomitisch und endigen mit reinen Dolomiten. Verf. unterscheidet eine untere (*Contorta*-Schichten) und eine obere Stufe (*Conchodon*-Dolomit). (Ein besonders gut aufgeschlossenes Profil dieser Schichten, das Escher v. d. Linth beschrieben hat, findet sich zwischen Bene und Grona, südlich von der Senke von Porlezza.) Westlich vom Luganer See fehlt das Rhät; wenigstens transgredirt auf der Halbinsel von Arzo der Lias direct über Hauptdolomit. Im Gebiet der Bistram'schen Karte lagern die dunklen, gut geschichteten Liaskalke über dem *Conchodon*-Dolomit. An der Alp Bolgia lässt sich zwischen beiden keine scharfe Grenze finden. Der unterste Lias ist reich an verkieselten Fossilien, die Verf. an anderer Stelle beschrieben hat (s. dies. Jahrb. 1904. II. - 111 -). Der Liaskalk wird nach oben zu immer reicher an Kieselsäure, die theils Hornsteinbänder bildet, theils die Kalke (meist in Form von Schwammskeletelementen) so stark imprägnirt, dass sie beim Ätzen mit dem im Gestein vorhandenen Thon als zusammenhängende, poröse Masse zurückbleibt. Der Lias baut den Monte Bolgia und den Monte Bré auf und bildet das Ufer des Sees von östlich Castagnola bis über Albogasio hinaus. Vertreten sind Hettangien und Sinémurien. Ihre Mächtigkeit beträgt mehrere hundert Meter.

Als Gebilde der Eiszeit finden sich Moränenschutt und erratische Blöcke im ganzen Gebiet. Einer der Hauptgletscherzüge erstreckte sich vom Comer See durch die Senke von Porlezza. Der Luganer See ist glacialen Ursprungs. Tektonische Störungen treten nicht in seinem Bett, sondern dicht östlich desselben auf. Sein Verlauf ist also von diesen unabhängig.

Tektonik. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen stellt in seiner Gesammtheit das Nordende einer gegen das nördlich vorgelagerte Phyllitgebiet längs einer nach Norden convexen Verwerfung abgesunkenen Scholle dar (derselben gehört auch das Generoso-Massiv und die Alta Brianza an). Diese Verwerfung geht im Westen in die NNO.—SSW. gerichtete „Hauptverwerfung von Lugano“ über, deren Verlauf auf einem besonderen Kärtchen dargestellt ist. Die Schichten streichen im Grossen und Ganzen westnordwestlich und fallen gegen SSW. Sie sind von vielen Verwerfungen

zerschnitten, die im Wesentlichen OSO.—WNW. oder senkrecht zu dieser Richtung streichen. Eine fast normale Schichtenfolge findet sich am Comer See. Weiter nach Westen nimmt der Hauptdolomit infolge von Faltungen und Verwerfungen grosse Flächenräume ein. Nach Süden folgen die jüngeren Schichten. Alle sind mehr oder weniger steil aufgerichtet und bilden durch Verwerfungen abgeschnittene Mulden und Sättel.

Die Luganer Scholle unterscheidet sich von ihren Nachbargebieten, von denen sie durch Verwerfungen getrennt ist, sowohl den sie aufbauenden Formationen, als auch der Natur der in ihnen auftretenden Dislocationen nach. Die grossen eruptiven Decken, die im Westen auftreten, fehlen ihr, wogegen ihr die grosse Mächtigkeit des Unterlias eigenthümlich ist. Es müssen hier zur Liaszeit sehr beträchtliche Niveauunterschiede bestanden haben. Eine doppelte Faltung, der Deecke und Philippi in benachbarten Gebieten begegnet sind, ist nicht vorhanden. Verf. betrachtet die in den Luganer Alpen auftretenden Dislocationen als einen Theil der Störungen, welche in dem Gebiet zwischen West- und Ostalpen auftreten.

Der Abhandlung sind Itinerare für neun Excursionen beigegeben.

Otto Wilckens.

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

J. C. Moberg: Om Sularpsbäckens dalgång. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **24**. 303—309. 1902. 1 Taf.)

Verf. hat 1896 einen kleinen Specialführer durch das bei Lund in Schonen gelegene, für die Gliederung des Cambrium und Silur typische Fogelsång-Gebiet herausgegeben. Als Ergänzung erscheint nun diese durch eine Kartenskizze erläuterte genaue topographisch-geologische Beschreibung des Sularpbaches, eines Zuflusses des Fogelsångbaches. Es sind an dessen Rändern hauptsächlich untersilurische *Orthis*-Graptolithen-*Trinucleus*-Schiefer mit einer ganzen Reihe von Zonen und Subzonen erschlossen.

Deecke.

M. Cassetti: Appunti geologici sui monti di Tagliacozzo e di Scurcola nella Marsica. (Boll. Com. Ital. **34**. 113—120. Roma 1903.)

Die Ketten zwischen dem obersten Quellgebiet des Liri und dem Salto am Fuciner See sind geologisch aufgenommen. Dabei ergab sich, dass die südwestliche bei Tagliacozzo einen Sattel des Turons mit Hippuriten darstellt, über den sich, durch unmerkliche Übergänge und fossilleere Kalke mit der Unterlage verbunden, Eocänkalk concordant ausbreitet. Derselbe führt *Pecten*, *Ostrea* und kleine Nummuliten. An die Nordostseite jenseits der tiefen Schlucht von Tagliacozzo breitet sich, das Thal des Imele bildend, eine mächtige obereocäne Serie von Schiefern, Sandsteinen und Mergeln aus. Dieselbe setzt an der nächsten Kette von

Scurcola mit einem Längsbruche an Urgonkalken ab. Diese sind nach NO. geneigt und tragen Turon, die Übergangszone und Denudationsreste des Eocänkalkes, der in zahlreichen unregelmässig vertheilten Fetzen das Kreideplateau zu beiden Seiten des Salto überzieht. **Deecke.**

C. Viola: Osservazioni geologiche nella Valle dell' Aniene, eseguite nell' anno 1902. (Boll. Com. Ital. **34**. 34—47. Roma 1903.)

Das Tertiär auf dem südlichen (linken) Ufer des Anio ist ebenso zusammengesetzt wie auf dem rechten. Es handelt sich um Mergel, Kalke, graue Thone und Sandsteine, die miteinander concordant wechsellagern und linsenförmig gegenseitig eingeschaltet sind. In den Kalken sind schlechte *Pecten* und Nummuliten gefunden, alle anderen Lagen sind bis jetzt fossilleer. Bedeutende Faltung mit Überkippung, an die man bei der scheinbaren Umkehr der Reihenfolge leicht denken könnte, ist in Wirklichkeit nicht vorhanden. In Betreff des älteren Quartärs im Anio-Thal stellte sich heraus, dass es 150—200 m mächtig ist, aus Conglomeraten, Sand, Thon und Travertin besteht, von einem sehr mächtigen, aber auf schwach geneigter Unterlage strömenden Flusse abgesetzt sein muss und in einem tieferen Thale, als es heute der Anio hat, zur terrassenartigen Anhäufung gelangte. Der Fluss hat sich dann immer mehr nach links verschoben, diese seine Schotter bis auf die Basis durchnagt und so das gegenwärtig bestehende Thal geschaffen. **Deecke.**

B. Lotti: Sulla costituzione geologica del gruppo montuoso d'Amelia (Umbria). (Boll. R. Com. Geol. Ital. **33**. 89—102. Taf. 4. Roma 1902.)

Zwischen dem oberen Tiber und dem Nera-Fluss liegt im Streichen des Appennins rings von Pliocän umgeben und z. Th. überdeckt ein mesozoisches Gebirgsstück von elliptischer Gestalt und kuppelförmiger Erhebung, die Berge von Amelia. Sie tragen ihren Namen nach dem in einer mittleren, von Pliocän und Travertin erfüllten Grabensenkung gelegenen Städtchen und gehören mit den Bergen von Narni zu einem Sattel zusammen. Die tiefsten Schichten sind rhätische, graue, compacte Kalke mit *Avicula contorta*, *Modiola* sp., Fischzähnen und zahlreichen Bactryllien auf eingeschalteten Mergelschieferplatten, begleitet von *Nucula*, *Mytilus*, *Leda* cf. *percaudata*. Die Hauptmasse der oberflächlich sichtbaren mesozoischen Kalke und Dolomite ist nach der Lage (denn Fossilien fehlen) zum unteren Lias zu rechnen. Es sind Dolomite oder mächtige, von Höhlen durchzogene Kalke von theilweise alpinem landschaftlichen Aussehen, daher früher für Trias gehalten. Als Hangendes erscheint in kleineren Lappen mittlerer Lias, der an der Basis in Übergangsschichten *Arietites ceratitoides* Qu. enthält und aus lichtgrauen Kieselknollenkalken besteht. Discordant, wie oft im Appennin, ruht theils auf mittleren, theils auf unteren der rothe

Ammonitenkalk und die rothen Schieferthone des oberen Lias mit *Phylloceras Nilssoni* Heb., *Ph. Doderleini* Cat., *Hildoceras Levisoni* Simps. und *H. bifrons* Brong. Selbst *Posidonia Bronni* kommt vor und am Mte. Pelato ein grünlicher plattiger *Harpoceras*-Marmor mit Fucoiden. Abermals discordant trifft man über den Fetzen von oberem Lias Kalke mit Belemniten, welche Tithon sein können, und graue Mergelschiefer mit Kieselknollen, die wahrscheinlich dem Neocom angehören. Eine dritte Transgression trennt untere und obere Kreide, d. h. rothe und graue Scaglia mit *Inoceramus umbricus* Di Stef. (dies. Jahrb. 1903. I. -282-). Eocän fehlt völlig, nur im Norden reicht vom Mte. Peglia ein Lappen heran, der discordant zum Senon liegt. Dagegen herrscht ringsum das Pliocän, theils mariner, theils lacustrischer Facies, das seinerseits hier und da vulcanischen Tuff trägt. Letzterer ist auch auf allen ebenen Flächen der Gebirgsgruppe zu beobachten und stammt von den westlich vorgelagerten Vulcanen (Bolsener See, Ciminer Gebirge). Das jüngste Glied der Schichtenreihe ist Travertin, als Absatz der am Gehänge hervorbrechenden Quellen. Das Ganze stellt sich als ein Gewölbe dar, das in seinen breitesten Partien wellig gebogen ist und daher local auch synklinales Fallen zeigen kann. Stellenweise ist stärkere Faltung mit Faltenverwerfung und Überkippung zu constatiren. Im südlichen Abschnitte ist diese Zone durch einen von Pliocän erfüllten Graben ersetzt. Eine Profiltafel bringt diese Lagerung und die verschiedenen Transgressionen zur Anschauung. **Deecke.**

B. Lotti: I terreni secondari nei dintorni di Narni e di Terni. Relazione sulla campagna geologica del 1902. (Boll. Com. Geol. Ital. **34**. 1—33. Taf. 1. Roma 1903.)

Nachdem Verf. die Berge von Amelia, N. des Nera, untersucht hatte, kam deren südöstliche Fortsetzung, die Berggruppe zwischen Terni und Rieti, an die Reihe. Auch dort ragen aus den pliocänen Schichten Ketten mesozoischer Kalke auf, die zu mehreren, z. Th. überschobenen und rückgefalteten Mulden zusammengestaucht sind. Die Schichten sind die gleichen (vergl. vorstehendes Ref.), nämlich als Basis rhätische Schiefer mit Bactryllien und Gastropoden und dolomitische Kalke mit *Megalodus*. Darüber folgt eine mächtige Serie von verschieden gefärbten, einander ähnlichen Kalken, welche dem Jura angehören, aber hauptsächlich liassisch sind. Man kann unteren Lias, mittleren mit Crinoidenkalken und oberen unterscheiden, welch letzter durch Bänke mit *Posidonia Bronni* und rothe Ammoniten führende Mergelkalke charakterisirt wird und sich discordant auflagert. Der Dogger fehlt, dagegen ist Tithon in Form von bunten Kieselknollenkalken nachgewiesen. Unmerklich geht dieses in eine mächtige Kalksteinserie über, welche wohl untere Kreide ist und oben mit einer bituminösen Schichtenreihe (Fischhorizont) abschliesst, also wohl bis in das Aptien reicht. An diese schliessen sich ohne sichtbare Discontinuität hellgraue Kieselknollenkalke des Cenomans an; dann aber haben wir eine Transgression des Senons, das in Gestalt von grauen oder violetten

Taonurus-Mergelschiefern (graue Scaglia) und rothen Kalken ohne Feuerstein (rothe Scaglia) entwickelt ist. Die grauen Mergelschiefer gehen nach oben in die alttertiären Bildungen über, in denen unten ebenfalls Mergel, oben Sandsteine und Mergel mit fossilreichen Kalkbänken vorwalten. Die ausführlich behandelte Tektonik des Gebirgsstückes ergab den normalen Bau des Appennins mit Brüchen gegen das Pliocän. Die Einzelheiten derselben haben nur locales Interesse. **Deecke.**

A. W. Grabau: Stratigraphy of Becraft Mountain, Columbia County, New York. (Report of the New York State Palaeontologist for 1902. 1029—1079. 1903.)

Die Arbeit enthält eine sehr eingehende Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des schon in einem früheren Referate — dies. Jahrb. 1901. II. -457- — behandelten, bekannten, unweit der Stadt Hudson am gleichnamigen Flusse gelegenen Becraft-Berges, eines äussersten vorgeschobenen Postens der Helderberg-Berge. Beigegeben sind ihr eine in sehr grossem Maassstabe (6 engl. Zoll = 1 Meile) und offenbar auch mit grossem Zeitaufwande ausgeführte farbige geologische Karte, sowie zwei Profiltafeln. Sie lassen erkennen, dass der Körper des Berges selbst aus schwach geneigten Schichten des jüngsten Silur und älteren Devon besteht, während in seiner Umgebung steil aufgerichtete Schichten einer weit älteren Reihe, der mittelsilurischen Hudson-Schiefer, verbreitet sind. Beide Schichtenfolgen sind durch eine ausgesprochene Discordanz getrennt, während die verschiedenen Glieder der jüngeren Reihe ganz concordant übereinander liegen.

Die jüngere, den eigentlichen Becraft-Berg aufbauende Gesteinsfolge stellt im Ganzen eine flache Mulde dar, deren Bau sich nur durch einige Specialfalten, Verwerfungen und Überschiebungen etwas verwickelter gestaltet. Das älteste Glied dieser Schichtenreihe, der Manlius-Kalk, gehört noch dem Silur an, während alle folgenden Glieder — von unten nach oben Coemans-Kalk, New Scotland-, Becraft- und Port Ewen (Kingston)-Kalk, Oriskany-Quarzit, *Esopus*- und Schoharie-Sandstein und Onondaga-Kalk — devonischen Alters sind.

Die Fauna aller dieser Abtheilungen wird auf Grund neuer, nachhaltiger Aufsammlungen eingehend besprochen und die neuen oder ungenügend bekannten Arten im Texte abgebildet. Während der Manlius-Kalk durch seine Fauna — dies. Jahrb. 1901. II. -457- — deutlich als jüngstes Silur gekennzeichnet ist, so treten schon im darüberliegenden Coemans-Kalke mehrere ausgesprochene devonische Arten — wie *Spirifer macropleurus*, *Eatonia peculiaris*, *Dalmanites* cf. *micrurus* und *pleuroptyx* — auf. **Kayser.**

A. C. Lawson und Ch. Palache: The Berkeley Hills. A detail of Coast Range geology. (Bull. of the Dep. of Geol., University of California. 2. No. 12. 1901. 349—450. 7 Taf. 1 geol. Karte.)

Das Stück der californischen Coast Range, dessen geologische Beschreibung hier vorliegt, ist das Bergland, welches unmittelbar vor den Thoren der Universitätsstadt Berkeley beginnt. Es ist von den Verf. aufs Eingehendste studirt, wobei Lawson sich dem geologischen, Palache dem speciell petrographischen Theil der Arbeit gewidmet hat. Die Schrift soll zugleich ein geologischer Führer für die Studenten sein, denen die Verf. in diesem Gebiet die erste Anweisung zur Feldarbeit zu geben pflegen. Auf dem kleinen Raum, den die Karte (im Maassstabe 1 : 10000) darstellt, vereinigen sich die mannigfaltigsten Bildungen; die pliocänen nehmen den grössten Raum ein.

1. Die San Francisco-Formation ist die älteste Ablagerung im Gebiet. Sie besteht aus graublauem, klüftigem Sandstein, Phylliten, Conglomeraten und dünn geschichteten Radiolarien-Hornsteinen. In diesen Sedimenten treten Diabase, Gabbro und in Serpentin verwandelte Peridotite und Pyroxenite auf, in deren Contact sich Glaukophanschiefer entwickelt haben. Diese Formation ruht anderswo in der Coast Range auf einem Granit, der wahrscheinlich mit den postjurassischen Graniten der Sierra Nevada gleichalterig ist. Auch nach ihrem Fossilinhalt müssen die San Francisco-Schichten zur unteren Kreide gerechnet werden.

2. Discordant liegen auf dieser gefalteten Formation die Shasta-Chico-Schichten, ebenfalls Kreide. Ihre untere Abtheilung, die Knoxville beds, sind thonige, sandige, schnell zerfallende Schiefer mit Limonitconcretionen. Darüber folgt, mancherorts mit Zwischenschaltung eines Conglomerats, der Chico-Sandstein, der im Gebiet keine charakteristischen Fossilien geliefert hat. Auch ein Strom von verändertem Liparit (Aporhyolith) gehört dieser Formation an.

3. Die Monterey-Formation, die sich discordant auf den Chico-Sandstein legt, ist miocänen Alters. (Das Eocän (Martinez- und Tejongroup) fehlt in diesem Theil der Coast Range.) Sie ist 1500′ mächtig und besteht theils aus feinkörnigen Sandsteinen und dichten Kalksteinen, theils aus einer sehr charakteristischen dünnbankigen und sehr regelmässigen Wechsellagerung von Hornstein und Schieferthon, die durch Bitumen dunkel gefärbt sind („bituminous shales“). Diese Hornsteine ähneln denen der San Francisco-Formation.

Weiter im Osten besteht die Monterey-Serie aus 4 Sandsteincomplexen, zwischen denen dreimal „bituminous shales“ lagern. Nur die unterste Abtheilung dieser letzteren dürfte bei Berkeley vertreten sein.

4. Pliocän.

A. Berkeley-Stufe.

α. Unteres Berkeley.

a) Orindon-Formation. Sie besteht im Gebiet der Karte aus Conglomeraten, losen Sandsteinen und Schieferthonen, sämmtlich limnisch, östlich der Berkeley Hills auch aus vulcanischen Tuffen und Sand- und Kalksteinen mit Süsswasserostracoden (s. Chapman, On some pliocene ostracoda from near Berkeley. Bull. Dep. Univ. Calif. 2. No. 2; dies. Jahrb. 1897. I. -548-). Die Orindon-Formation liegt discordant auf den Monterey-

Schichten. (Es fehlt der obere Theil der letzteren und die „Pablo-Formation".)

b) Vulcanische Gesteine legen sich über a), zunächst ein Mandelsteinandesit, der in einer etwa 100′ dicken Platte über das ganze Becken, in dem sich die Berkeley-Stufe abgesetzt hat, zu verfolgen ist. Er zeigt Einsprenglinge von glasigem Labrador und blassgrünlichem Augit in einer aus letzterem und Oligoklas bestehenden Grundmasse. Die an Grösse und Form sehr verschiedenen Mandeln enthalten Chalcedon, Quarz, Calcit, Natrolith und andere Mineralien und wittern leicht aus dem Gestein heraus. Seine Oberfläche ist in Laterit verwandelt und darüber folgen Basalte und Tuffe, unter denen sich auch liparitische finden.

Das untere Berkeley wurde nach seiner Ablagerung zu einem NW.—SO. streichenden Synklinaltrog aufgestaut, dann setzte eine weitgehende Erosion ein. Während das Ober-Berkeley sich absetzte, hielt dann diese Synklinalbildung an, so dass die Schichten des letzteren etwas flacher liegen als die des unteren.

β. Oberes Berkeley.

a) Der Grizzly Peak-Andesit legt sich discordant über das untere Berkeley. Seine mineralogische Zusammensetzung ist von der des Mandelsteinandesits und auch von der der übrigen im Gebiet vorkommenden Andesite nicht wesentlich verschieden. Der Structur nach kann man schon im Felde 2 Varietäten unterscheiden:

1. eine holokrystalline mit einer holokrystallinen Grundmasse und einer schichtigen Absonderung u. s. w.,

2. eine porphyrische mit einer halbglasigen Grundmasse. Beide Varietäten sind gelegentlich brecciös.

b) Dass der Süsswassersee, der hier schon die Pliocänzeit hindurch bestand, sich durch die vulcanischen Eruptionen nicht verdrängen liess, beweist die nun folgende, ausschliesslich limnische Siesta-Formation mit ihren Kalk- und Sandsteinen, Thonen und Hornsteinen, deren Ausstreichen sich rings um das synklinale Becken verfolgen lässt. An Fossilien finden sich Baumstämme, Wasserschnecken und eine Biberart. Der NO.-Schenkel ist reicher entwickelt, wie das auch bei der Orindor-Formation der Fall ist. Diese Asymmetrie der beiden Hälften der Synklinale ist bei solchen localen Bildungsbedingungen nicht verwunderlich. Theils sind die Laven von verschiedenen Seiten in das Becken hineingeflossen, theils hat ungleiche Tiefe des Seebodens eine ungleiche Mächtigkeit der Absätze verursacht.

c) Über b) liegen noch 3 Basaltströme, die den Kern der Synklinale bilden.

B. Die Campus-Stufe lagerte sich erst ab, nachdem die Berkeley-Formation lange Zeit der Erosion ausgesetzt war. Sie liegt discordant über Shasta-, Chico-, Monterey- und Berkeley-Schichten in einem Becken nordwestlich von der Berkeley-Synklinale. Sie beginnt mit lacustren Conglomeraten, Thonen, Sand- und Kalksteinen, worüber Andesite und Tuffe folgen, in die sich aber immer wieder limnische Bildungen einschalten.

Es entstanden dann Verwerfungen. Die „Cañon-Verwerfung“ schnitt das Berkeley-Becken im Westen schräg ab und senkte die westliche Scholle. Im SO. durchläuft eine Querverwerfung die Berkeley-Synklinale. Kleinere Verwerfungen haben W.—O.-Richtung. Eine solche kreuzt am Gopher Ridge die Cañon-Verwerfung. Genau lässt sich dies allerdings nicht feststellen, weil nach der Bildung der Brüche eine Erosionsperiode die Unebenheiten beseitigt und dann die Ablagerung im Campus-Becken ihren Fortgang genommen hat. Es sind noch Basaltströme, Tuffe und Agglomerate gebildet, deren früher weite Verbreitung noch durch zerstreute Partien angedeutet ist. Das Campus-Becken legt sich discordant im Streichen und Fallen auf das Berkeley-Becken. Ungewiss ist es, ob es ein Faltungstrog oder etwa ein durch Lavaströme abgedämmtes Thal ist.

Die bei Berkeley nicht vertretenen Merced-Schichten der San Francisco-Halbinsel haben ein postcampanisches Alter.

Bemerkenswerth ist die Eruptionsfolge der Laven, die nach Palache im Grossen und Ganzen in einer sechsmaligen Wiederholung der Reihe Andesit, Basalt, Liparit besteht. Wenn man auch aus dieser Beobachtung in einem kleinen Gebiet nicht verallgemeinernde Schlüsse ziehen darf, so lässt sich doch andererseits nicht verkennen, dass sie mit dem von Iddings ausgesprochenen Gesetz harmonirt, wonach eine Eruptionsreihe im Allgemeinen mit Gesteinen mittlerer Art beginnt und mit extremen endigt. Zufälligkeit scheint in diesem Fall auch schon durch die häufige Wiederholung derselben Reihe fast ausgeschlossen. **Otto Wilckens.**

M. Baker: The Northwest boundary of Texas. (Bull. U. S. Geol. Survey. **194**. 1902. 51. 1 Karte.)

Eine Feststellung der Nordwestgrenze des Staates Texas unter Anführung der bisher in jener Gegend vorgenommenen topographischen Aufnahmen. Das Bulletin enthält nichts Geologisches, auch keine topographischen Schilderungen. **Otto Wilckens.**

A. Hamilton: List of papers on the geology of New Zealand. (Transact. New Zeal. Inst. **35**. (1902.) 489—546.)

Ein willkommenes Verzeichniss der geologischen Literatur über Neuseeland, nach Autoren geordnet. (Die meisten Abhandlungen über die Geologie von Neuseeland finden sich in den „Reports“ der Geological Survey of New Zealand (von Hector herausgegeben) und den „Transactions of the New Zealand Institute“.) Angeschlossen ist ein Index der Berichte und Aufsätze über Geologie und Bergbau, die in den „Appendices to the journals of the legislative Council and the house of representatives“ erschienen sind. Derselbe ist nach Materien geordnet. [Eine besondere Liste der Literatur über die ausgestorbenen Vögel Neuseelands hat derselbe Verf. in der gleichen Zeitschrift **27**. (1894.) 229. veröffentlicht.

Otto Wilckens.

H. Hill: On the geology of the district between Napier and Puketitiri. (Transact. New Zeal. Inst. **32**. (1899.) 183—188. 1 Fig.)

Schilderung des Profils von den Kaweka Mountains, nordwestlich von Napier bis zu dieser Stadt (an der Harke's Bay, Ostküste der Nordinsel von Neuseeland), sowie der Topographie dieser Gegend. Das Gebirge besteht aus triadischen Sandsteinen, die östlichen Vorhügel aus tertiären Ablagerungen, in denen u. a. mächtige Bänke von *Ostrea ingens* Zitt. vorkommen.

[Der Text sowie das beigegebene Profil sind leider wenig klar. Ref.]

Otto Wilckens.

J. Park: On the secular movements of the New Zealand coast line. (Transact. New Zeal. Inst. **34**. (1901.) 440—444.)

Die neuseeländischen Küsten zeigen vielfach Spuren säcularer Hebungen und Senkungen. An der Nordinsel beweist das Vorhandensein versunkener Wälder an der Bay of Plenty und bei Waitotara das Vorhandensein von Senkungen in jüngster Zeit. Auch der ganze Hauraki Gulf scheint sich in Senkung zu befinden, wenn es auch schwer fällt, dies sicher festzustellen.

Die gehobenen Terrassen an der Küste von Canterbury und Otago und die tiefe Schluchtenbildung des Clutta, Taieri und der anderen ostwärts fliessenden Ströme weisen auf eine andauernde Hebung des Landes an der Ostküste der Südinsel. Die Fjorde der Westküste von Otago sprechen dagegen für eine beträchtliche Senkung dieses Theils der Insel.

Nicht alle Bewegungen des Landes sind säcularer Art. Die gehobene Strandlinie um den Hafen von Wellington ist vor etwa 40 Jahren während eines Erdbebens in ihre jetzige Lage gekommen.

Verf. schliesst mit einem Hinweis auf die Wichtigkeit, welche diese Bewegungen für das hafenreiche Neuseeland haben und schlägt vor, in allen Häfen Marken anzubringen, um dieselben verfolgen und dann bei den Hafenanlagen darauf Rücksicht nehmen zu können.

Otto Wilckens.

---

1. **E. K. Mulgan**: On the Volcanic Grits and Ask beds in the Waitemata Series. (Transact. New Zeal. Inst. **34**. (1901.) 414—435. Taf. XXII—XXVI.)

2. **C. E. Fox**: The Volcanic beds of the Waitemata Series. (Ebenda. 452—493. Taf. XXXVIII—XL.)

Waitemata-Schichten nannte Hochstetter die tertiären Ablagerungen, welche die Küsten des Waitemata-Hafens bilden, an dem Auckland liegt. Mit ihrem Liegenden, dem Papakura-Kalk (nach Hutton Oligocän), lagern sie sich discordant über die aufgerichteten Sandsteine und Phyllite des Palaeozoicums. Sie bestehen aus Sandsteinen und Schieferthonen, zwischen die sich vulcanische Tuffe und Breccien einschalten, die den Gegenstand der beiden vorliegenden Arbeiten bilden.

1. Mulgan's Arbeit setzt es sich vornehmlich zur Aufgabe, den Nachweis zu liefern, dass die Lage vulcanischen Materials, die man an zahlreichen Aufschlüssen findet (welche Verf. unter Beigabe von Profilen beschreibt) immer die gleiche und eine einheitliche Ablagerung ist, deren Material aus Kratern entsammt, deren genaue Lage sich nicht mehr angeben lässt.

2. Die zweite Arbeit giebt wie die erste eine Reihe petrographischer Details über das Material der Tuffe, einen Pyroxenandesit. In Betreff der stratigraphischen Verhältnisse kommt sie zu anderen Resultaten als jene. Nach Fox ist die „Cheltenham-Breccie" und der „Parnell grit" — die beiden wichtigsten Tuffablagerungen; sie treten nicht an derselben Localität auf — keineswegs, wie Mulgan meint, eine gleichalterig Bildung. Erstere ist älter und wahrscheinlich oligocän, letztere jüngeres Miocän. (Die Frage, ob diese beiden Bildungen identisch, resp. welche jünger sei, ist schon von mehreren neuseeländischen Geologen untersucht und in verschiedenem Sinne beantwortet worden.) Die Vulcane, welche die „Cheltenham-Breccie" lieferten, lagen in der Gegend von Auckland, diejenigen, denen der „Parnell grit" seine Entstehung verdankt, an der Coromandel-Halbinsel.

Otto Wilckens.

J. Park: On the geology of the rock-phosphate deposits of Clarendon, Otago. (Transact. New Zeal. Inst. **35**. (1902.) 391—402. 4 Fig.)

Phosphoritlager finden sich westlich des Waihola-Sees, in der Nähe von Clarendon, 30 Meilen südlich von Dunedin (Provinz Otago, Südinsel von Neuseeland). Im Osten des Gebietes treten (wahrscheinlich silurische) Glimmerschiefer auf, deren horizontale Lagerung aber jedenfalls nicht eine primäre ist. Darüber legen sich weiter nach Westen Quarzsandsteine und -conglomerate als unterster Horizont der Oamaru series (Obereocän). Sie führen Gold. Das edle Metall stammt aus dem silurischen Glimmerschiefer, ist aber in dem eocänen Gestein nicht so reichlich vorhanden, dass ein directer Abbau sich verlohnt. Viel alluviales Waschgold stammt aber aus diesen Sandsteinen. Darüber folgt glaukonitischer Sandstein und dann Kalkstein, beide mit *Pecten Hochstetteri* und anderen Fossilien. Die Schichtenfolge wird durch einen braunen Sandstein abgeschlossen. Die sonst in den Oamaru-Schichten auftretenden Braunkohlen sind hier nicht angetroffen. Darüber legt sich ein Basaltstrom von etwa 100′ Mächtigkeit, dessen Alter (obermiocän? pliocän?) nur annähernd angegeben werden kann, da er nicht von Sedimenten überlagert wird. Die Oamaru-Schichten unter ihm waren bei seinem Ausbruch schon verfestigt und denudirt.

Die z. Th. sehr reinen Phosphorite bilden Lager an mehreren Stellen auf Oamaru-Schichten. An dem besten Aufschluss liegen sie in 20—45′ weiten Taschen, die 2—6′ tief in die Oberfläche des Oamaru-Kalksteins erodirt sind. Der Phosphorit füllt nicht nur diese Taschen, sondern breitet

sich auch über die zwischen diesen stehenden Kämme mit 3—10′ Mächtigkeit aus.

Ähnlichkeit mit diesen neuseeländischen Lagern haben diejenigen in Florida, wo der Phosphorit in Taschen des eocänen und miocänen Kalksteins liegt. **Otto Wilckens.**

Devonische Formation.

A. Denckmann: Über die untere Grenze des Oberdevons im Lennethale und im Hönnethale. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1903. **55**. 393. Taf. XVIII.)

Durch die Arbeiten des Verf.'s ist Licht in die vorher recht unklaren Lagerungsverhältnisse von Mittel- und Oberdevon am Nordrand des rheinischen Schiefergebirges gekommen. Das kurze Résumé bringt den interessanten Nachweis, dass diese Gegend des Sauerlandes das Grenzgebiet zweier Facies war, indem sich nach Westen hin die Flachmeerfacies des Mitteldevons mit ihren riffbildenden Korallen und Brachiopoden noch bis weit ins Oberdevon fortsetzt, während im Osten die Riffentwickelung sehr bald über die Grenze des Oberdevons von der Cephalopoden-Facies verdrängt wird. Der westliche Theil des besprochenen Gebietes schliesst sich also der belgischen resp. Aachener Entwickelung des Frasnien an, während der östliche den Übergang zur Hochseefacies des älteren Oberdevons im Kellerwald und Oberharz etc. vermittelt. Das Mitteldevon zeichnet sich durch mehrfachen, überaus raschen Facieswechsel aus. **Drevermann.**

Juraformation.

Th. Schmierer: Das Altersverhältniss der Stufen ε und ζ des weissen Jura. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. **54**. 525—607.)

Im Gegensatze zu der in letzterer Zeit vielfach angenommenen Anschauung von Engel, nach der die Quenstedt'schen Stufen ε und ζ des Malm nur als Faciesbildungen desselben Horizontes anzusehen seien, erblickt der Verf. in ε und ζ altersverschiedene Stufen.

Zunächst wird gezeigt, dass zwischen typischem δ und ζ (plumper Massenkalk und thonig-plattige Schichten), dort, wo sie horizontal aneinanderstossen, kein Übergang zu beobachten ist, sondern nur eine scharfbegrenzte Anlagerung. ζ ist in Höhlungen, Mulden und Spalten zur Ablagerung gekommen, welche die Brandung des seit Beginn des Niederschlages der Plattenkalke seichter gewordenen Meeres aus den ε-Kalken ausmodellirten. Das bei diesem Processe losgerissene Material bildet Breccienlagen, welche entsprechend mehrfachen kleinen Strandverschiebungen in mehrfacher Zahl übereinander auftreten können, jedoch die unteren Lagen von ζ bevorzugen und hier öfters auch als Grenzbreccie (mit

Magila suprajurensis) eine genaue stratigraphische Begrenzung ζ nach unten hin ermöglichen.

In Schwaben ziemlich verbreitet, fehlt sie in Franken, Baden und im Aargau bis auf den Breistein von Kelheim und Abensberg und die Breccienbänke von Mauenheim. Die meist auch einfacheren Lagerungsverhältnisse — ζ-Platten regelmässig auf ε-Kalk —, sowie das beinahe gänzliche Fehlen von ζ im nördlichen Franken, wo nach Niederschlag der Frankendolomite Meeresbedeckung bis auf wenige kleine Lagunen fehlte und daher nur kleine Nester von *Prosopon*-Kalk über dem Frankendolomit zu finden sind, bilden weitere Argumente für das verschiedene Alter der Massenkalke und ζ-Platten.

Bei Grabenstetten, wo angeblich ε zwischen δ und ζ ganz fehlt, vertritt wahrscheinlich ein Theil des ungewöhnlich mächtigen δ diese Stufe.

Die Massenkalke stellen keine alten metamorphosirten Korallenriffe dar, sondern sind nach Verf. eher für Wucherungen von Schwämmen zu halten, neben denen noch vor allem Echinodermen als Felsbildner in Betracht kommen. Die nach Quenstedt in ε-Kalke eingelagerten Korallenkalke von Arnegg sind vermuthlich jünger und zwischen ζ-Platten gelagert.

Die Korallenkalke gehören überhaupt wohl alle bereits zu ζ. Die Sternkorallen bilden eine scharf abgesetzte dünne Schicht über den Felsenkalken; auch hier ist kein Übergang zu bemerken, wie er bei der noch nicht metamorphosirten, unmittelbaren Fortsetzung der bereits umgewandelten alten Riffe vorhanden sein müsste. Die Korallen siedelten sich auf den Spitzen des ε-Kalkes an und die von den Wellen losgerissenen Theile bilden in dem thonigen ζ, das in den tieferen Mulden gleichzeitig zur Ablagerung kam, secundäre Korallenlager (Wilde Portländer), die gegen das Innere der Mulden ihren Coralragcharakter verlieren und in Oolithe übergehen. Dadurch, dass man gewöhnlich diese Einlagerungen zu ζ rechnete, die auf den alten Sockeln angesiedelten Korallenkalke aber ε beizählte, ist die so vielfach schwankende und unsichere Stellung der Korallenkalke entstanden.

Die Oolithe sind stratigraphisch und palaeontologisch einzeln zu betrachten. Der Mergelstettener Oolith gehört seiner Lagerung nach sicher zu ε. Der Brenzthaloolith ist über Krebsscheerenkalk in einer Mulde des ε-Kalkes abgelagert und kommt, theilweise den Muldenrand übergreifend, unmittelbar über ε zu ruhen. Einen etwas tieferen Horizont nimmt der Wippinger Oolith ein.

Die den Ooolithen ähnlichen *Diceras*-Kalke und Nerineenoolithe Frankens zeigen einen Mischcharakter zwischen Ooolith und Korallenkalk; sie gehören in gleicher Weise wie die oben genannten Oolithe zur Stufe ζ.

Untereinander zeigen diese Faciesbildungen Übergänge von den Breccien zu Korallenkalk, von Korallenkalk zu Oolith und schliesslich zu Plattenkalk. Die Cementmergel Schwabens verhalten sich den Krebsscheerenkalken gegenüber verschieden und können ganz ζ vertreten, ebenso die lithographischen Schiefer, wenngleich diese mehr die oberen Horizonte einnehmen.

Es vertheilen sich somit ε und ζ folgendermaassen:

ε: in Schwaben: Massenkalk, Muschelmarmor im Trilobatenkalk, Schwammkalke von Sontheim und Örlinger Thal, *Millericrinus*-Kalk von Bolheim etc., Thone mit *Terebratula insignis* und *Rhynchonella trilobata* von Blaubeuren, Oolith von Mergelstetten und Bolheim; in Franken: Massenkalke, Frankendolomite, Engelhardtsberger Schichten und „Schwammkalke südlich vom Ries"; in Baden und Aargau: Quaderkalke p. p., Nappberger und Wettinger Schichten und geschichtetes tuffartiges ε der Friedinger Gegend.

Zu ζ gehören die übrigen Bildungen: die Krebsscheeren- und *Prosopon*-Kalke, Cementmergel, die Wirbelbergschichten, die lithographischen Schiefer Frankens und der Nusplinger Gegend, die oben erwähnten Oolithe Schwabens, *Diceras*-Kalke und Nerineenoolithe, die sogen. rothe Dolomitbank und dolomitischen Bänke Frankens, die verschiedenen Korallenkalke, wie der von Ulm und Blaubeuren, der Heidenheimer und Uracher Gegend, sammt dem von Arnegg, die wilden Portländer; in Franken: der Korallenkalk von Leisacker, Müdlingen, der Dolomit im Demlinger Holz bei Ingolstadt. Schliesslich die Grenzbreccie Schwabens, Breccien im Nusplinger Schiefer, der Breistein Frankens und die Breccien von Mauenheim.

Die Fauna der Stufe ε nimmt nach Weglassung aller aus den Korallenkalken und Oolithen angegebenen „ε"-Fossilien eine Mittelstellung zwischen älteren und jüngeren Horizonten ein, wobei in Schwaben und Franken die wenigen Ammoniten (z. B. *Aspidoceras acanthicum, Simoceras Doublieri*) auf den tieferen Horizont γ weisen; *Perisphinctes ulmensis* kommt zwar in Schwaben und Franken in den jüngeren Schichten, anderwärts aber auch in älteren vor. Ebenso schliesst sich die ammonitenreichere Fauna der Nappberg- und Wettinger Schichten vielmehr an die nächsttieferen als die höheren Horizonte an.

Aus den ersteren werden 19 ältere Arten (darunter *Aspidoceras acanthicum, Reineckia eudoxus* und *pseudomutabilis*) und nur 3 jüngere nebst einigen indifferenten angegeben, und aus den Wettinger Schichten sind gar keine Vertreter eines jüngeren Niveaus bekannt. Daher zieht Verf. ε als unselbständige Stufe mit dem grössten Theil von δ zusammen als Zone der *Reineckia pseudomutabilis* und *eudoxus*, wenngleich ε in Schwaben und Franken durch seine Brachiopoden und Zoophyten gegenüber δ gekennzeichnet ist. Eine Trennung in Virgulien und Pterocerien ist nicht durchführbar.

Im Gegensatze zu ε besitzt die Stufe ζ in *Magila suprajurensis* ein gutes Leitfossil, neben dem noch einige Formen der dickbankigen Facies (z. B. *Astarte supracorallina, Exogyra virgula, Pleuromya donacina, Pecten nonarius, Tellina zeta* u. s. w.) zu nennen sind.

Die Korallenkalke und Oolithe schliessen sich mehr an die Schwemmkalke als an die thonige Facies ζ an, immerhin ist noch eine Reihe Formen gemeinsam (unter anderen: *Astarte supracorallina, Exogyra virgula, Olcostephanus Gravesianus* etc.).

Eine weitere Eintheilung von ζ in verschiedene Stufen ist jedoch nicht möglich; ζ bildet ein wohlcharakterisirtes, einheitliches Ganze, das den Ammoniten der lithographischen Schiefer und Kelheimer Kalke nach (*Oppelia lithographica, Olcostephanus portlandicus, Gravesianus, Perisphinctes diceratinus* etc.) ins Tithon, in die Zone der *Oppelia lithographica*, zu stellen ist. **H. Vetters.**

G. De Angelis d'Ossat: L'età del marmogiallo della Montagnola Senese. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22.** LIX—LX. Roma 1903.)

Bei Siena kommt der bekannte „Giallo", ein schöner, gleichmässig gelber Marmor vor, dessen Alter noch immer unbekannt geblieben ist. Zwar haben sich viele *Pentacrinus*-Reste, Querschnitte von Ammoniten, Schnecken und Muscheltrümmer gefunden, die indessen keine Bestimmung erlauben. Nur so viel ist klar, dass er sich von den als triadisch erkannten, benachbarten Kalken mit *Encrinus liliiformis* Br. und *Cidaris transversa* May. durch das Fehlen der *Cidaris* und das reichliche Auftreten von *Pentacrinus* unterscheidet, also nicht mit jenem identisch sein wird.

Deecke.

Tertiärformation.

M. Leriche: L'Éocène des environs de Trélon (Nord). (Ann. Soc. géol. du Nord. **32.** (3.) 178.)

Eine Anzahl von Profilen von Sandgruben in der Gegend von Trélon wird mitgetheilt, in welchen über den hellen Sanden des Landénien? gelbe Sande des Bruxellien mit *Maretia grignonensis* und Sandsteine mit *Nummulites laevigata* folgen, während das Yprésien fehlt.

von Koenen.

A. v. Reinach: Neuere Aufschlüsse im Tertiär des Taunusvorlandes. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. 1903. **24.** (1.) 54.)

Ein Bohrloch in der Gasfabrik in Wiesbaden ergab bis zu 53 m Tiefe dieselbe Schichtenfolge, wie eine frühere in dem naheliegenden Schlachthaus, doch waren Proben der obersten 20 m nicht erhalten. Bis zu 61 m Tiefe Sande, z. Th. thonig und mergelig, nach unten mit Geröllen von Sericitgneiss, Fettquarz, Tertiärkalk, aber auch z. Th. mit *Hydrobia ventrosa,* oben auch *Helix subsoluta* etc., dann Sande meist mit Geröllen, aber ohne Tertiärkalke, vielleicht schon Cerithien-Schichten, während die oberen 61 m *Corbicula*-Schichten sind. Am Paulinenschlösschen wurden 0,10 m thoniger Sand mit *Pinus* sp., *Cassia berenius*, *Salix angusta, Acer trilobatum, Liquidambar europaeum* und dann ca. 18 m helle, z. Th. thonige Sande und Thone mit Geröllen aufgeschlossen, und ähnliche Gesteine auch an anderen Stellen, z. Th. mit *Hydrobia ventrosa, H. obtusa* und *Cypris faber,* also Strandbildungen der *Corbicula*-Schichten. Auf diesen liegt auch der Ort Delkenheim, und dicht östlich von diesem folgt

hinter einer Verwerfung Rupelthon. Dieser ist über Massenheim hinaus zu verfolgen und wird weiter nach Süden von Cyrenen-Mergel überlagert.

von Koenen.

W. Deecke: Das Miocän von Neddemin (Tollense-Thal) und seine silurischen Gerölle. (Mitth. d. naturf. Vereins f. Neu-Vorpommern u. Rügen zu Greifswalde. **35**. 1. 1903.)

In grossen Sandgruben bei Neddemin finden sich über 1—1,5 m graubraunen, feinsandig. thonig gestreiften Lagen 10—12 m grobe Sande mit Kaolin und langen Linsen von grauem Thon. Darin liegen bis höchstens 5 cm lange Gerölle von Quarzit, Quarz, Sandstein, Sandsteinschiefer, Kieselschiefer mit Resten von Trilobiten, Korallen und Brachiopoden, wohl Untersilur, endlich graue Kieselmassen mit Spongiennadeln, *Lima*, *Spondylus*, Foraminiferen etc. der Kreide. Pommersches Material fehlt ebenso wie *Aulocopium* und *Astylospongia*, so dass das Material wohl eher von Westen als aus den russischen Ostseeprovinzen stammt.

Bemerkt wird endlich, dass die verkieselten Hölzer der Greifswalder Oie wohl grossentheils nicht aus diesen Schichten herrühren, sondern aus den Grünsanden des Gault.

von Koenen.

G. Berendt: Posener Flammenthon im schlesischen Kreise Militsch. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **55**. 1. 1903.)

An verschiedenen Stellen in der Gegend von Militsch treten bunte Braunkohlenthone zu Tage, welche mit Bohrlöchern bis zu 100 m Tiefe nicht durchteuft wurden. Ein Bohrloch der Stadt Militsch traf aber zwischen 105 und 146,8 m Tiefe auf 4 Braunkohlenflötze, deren Mächtigkeit zwischen 0,4 und 1,2 m betrug.

von Koenen.

L. Doncieux: Note sur les terrains tertiaires et le quaternaire marin du Sud-Est du département de l'Aude. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. 695.)

D'Archiac hatte ein Profil von der Westküste der Halbinsel Leucate als Langhien Lacustre de Leucate beschrieben. Es sind 56 m mächtig aufgeschlossene horizontale Mergel, Tuffe und Kalke des Aquitanien mit *Planorbis cornu*, *Limnaea pachygaster*, *L. dilatata*, *L. subbullata*, *Nystia Duchasteli* var. *crassilabra* Math., zu oberst 12—15 m weisser, sehr harter, dichter, zuweilen zelliger Kalk in 1—1,5 m dicken Bänken. Es liegen aber hier und südlich von Lapalme vielfach wechselnd grobe, helle, harte Sandsteine, lockere Sande und helle Mergelsande, sowie einzelne Geröllelagen, im Ganzen gegen 20 m, von unten bis oben mit derselben Fauna des Helvétien, besonders *Ostrea crassissima*, *O. gingensis*, *Turritella bicarinata* etc. Weiterhin liegt das Helvétien discordant auf stärker geneigten Kalken des Aptien und ist bis Fitou vorhanden.

Das obere Burdigalien beginnt mit groben Geröllen und Blöcken und enthält höher Sandsteine, ist aber vom Helvétien schwer zu trennen.

Das marine Quaternär liegt, wie vielfach bei Cette, Lespignan etc., 5—6 m über dem Meere, oder, bei Fitou, auch 8 m, besteht aus Sandsteinen und Conglomeraten und lieferte eine kleine Fauna recenter Arten, wie *Purpura haemastoma, Cardium edule* etc.

Es folgen dann palaeontologische Bemerkungen über *Ostrea granensis* Font., *O. Cyrnusi* Payr., *O. aginensis* Tourn., *O. gingensis* Schloth., *O. crassissima* Lam. und eine neue var. *minor* derselben.

von Koenen.

H. Douvillé: Découverte par M. H. Thomas, dans le bassin de Paris, d'un *Ferussacina* voisin de *F. lapicida*. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. Séances. 4.)

In einem Süsswasserkalk des Loing-Thales fand sich eine *Ferussacina (Strophostoma)* aus der Gruppe der *F. lapicida*, aber weit dicker, und ganz verschieden von *F. striata*. **von Koenen.**

E. Nicolis: Intorno al supposto miocene medio tipico nelle vicinanze immediate di Verona. (Riv. Ital. di paleont. **8**. 1902. 19—22. Bologna 1902.)

Im Gegensatz zu Oppenheim (cf. dies. Jahrb. 1901. II. -129-) gelangt Verf. zum Schluss, dass in der näheren Umgebung von Verona kein Miocän ansteht, dass dagegen marines Miocän im Gebiet des Monte Baldo den Gipfel des Monte Moscal und der Rocca di Garda bildet, wie er schon früher (1884) gezeigt habe. **A. Andreae.**

P. Oppenheim: Ancora il miocene di Verona. (Riv. Ital. di paleont. **8**. 67—69. Bologna 1902.)

Verf. bestreitet das miocäne Alter der Schichten vom Monte Moscal und bei Crespano, er verweist diesbezüglich auf seine demnächstige Monographie der Schio-Schichten. Die bei San Leonardo und San Giovanni in Valle gefundenen grossen Pectiniden, wie *Pecten incrassatus* Partsch (= *Besseri* auct.) und *P. latissimus* Br., fehlen im Alttertiär; auch führt das sie einschliessende Gestein keine Nummuliten und Orbitoiden. Es handle sich um mittelmiocäne Schichten. **A. Andreae.**

A. Hamilton: On the Septarian Boulders of Moeraki, Otago. (Transact. New Zeal. Instit. **34**. (1901.) 447—451. Taf. 29—35.)

Beschreibung und Abbildung enormer Septarien, die sich bei Moeraki an der Ostküste von Otago (Südinsel von Neuseeland) in einem Thon finden, den Hutton zum Pareora-System (Miocän) rechnet. Die riesigen Septarien haben eine mehr oder weniger sphäroidale Gestalt und bis über 5′ Durchmesser. Sie sind schon mehrfach beschrieben, so von Mantell, Hector,

Cox u. A. An Fossilien hat sich in ihnen nur ein Knochenfragment gefunden, das dem mikroskopischen Befunde nach einem Vogel angehört zu haben scheint. **Otto Wilckens.**

Quartärformation.

Lethaea geognostica, Handbuch der Erdgeschichte u. s. w. III. Theil: Das Caenozoicum. II. Band: Quartär. Erste Abtheilung. Liefg. 1 z. Th. u. Liefg. 2 u. 3. 42—430. 1903/04.

Das Quartär Nordeuropas von E. Geinitz. (Hierzu 6 Beilagen, viele Abbildungen im Text u. 3 Karten.)

Der Stoff ist, wie folgt, angeordnet:

I. Allgemeines über das nordeuropäische Quartär.
  A. Einleitung (Einheitlichkeit der Eiszeit, Zeitdauer u. a.).
  B. Ursachen der Eiszeit.
  C. Einfluss der nordeuropäischen Vereisung auf die ausserhalb gelegenen Gebiete.
  D. Ablagerungen des nordeuropäischen Quartärs.
  E. Einfluss der Vereisung auf den Untergrund.

II. Das Quartär von Fennoscandia.
  A. Glacial bis Postglacial.
    1. Schweden und Norwegen.
      a) Glacialtheorie für Skandinavien.
      b) Moränen.
      c) Fluvioglacialbildungen (Hvitå-Bildungen).
      d) Gliederung des skandinavischen Diluviums.
        α. Präglacial.
        β. Die drei Eisströme.
        γ. Interglacial.
        δ. Spät- und Postglacial.
        δ_1. Norwegische Formen und Strandlinien.
        δ_2. Das Ostseebecken in postglacialer Zeit.
          $\alpha\alpha$. Die spätglaciale Abschmelzzeit, die *Yoldia*-Zeit, das spätglaciale Eismeer (senglaciala ishafvet).
          $\beta\beta$. Die Zeit des baltischen Binnen- oder *Ancylus*-Sees, spätglaciale Hebung.
          $\gamma\gamma$. Das postglaciale oder *Litorina*-Meer.
        δ_3. Marines Spät- und Postglacial Norwegens.
      e) Rückblick auf die quartären Niveauveränderungen Skandinaviens und Ursachen der Niveauschwankungen.
    2. Bornholm.
    3. Russland.
      a) Finnland.
      b) Das übrige nordöstliche Russland (Halbinsel Kola, Karelien, Olonetz, Archangelsk).
      c) Gliederung des nordostrussischen Quartärs.

B. Die postglacialen und alluvialen Süsswasser- resp. Binnenabsätze Fennoscandias.
  a) Besprechung der einzelnen Bildungen (Dryasthon, Gytja, Torfschlamm, Torf, Kalktuff u. a.).
  b) Flora der Torfmoore und Kalktuffe (Blytt's Theorie der wechselnden insularen und continentalen Klimate), Einwanderung der Flora.
  c) Übersicht über die Gliederung der Postglacialablagerungen Skandinaviens.
  d) Wirbelthierfauna des Postglacials und Alluviums Skandinaviens (Einwanderung des Menschen).

III. Das Quartär von Russland ausser Fennoscandia.
  A. Ostseeprovinzen und Westrussland.
  B. Centralrussland.
  C. Südrussland.

IV. Das Quartär von Dänemark.
  A. Allgemeines.
  B. Gliederung des dänischen Quartärs.
    1. Der ältere *Yoldia*-Thon.
    2. Limnisches Interglacial.
    3. Marines Interglacial.
    4. Marines Spätglacial, *Yoldia*-Thon in Vendsyssel.
    5. Süsswasserablagerungen des Spätglacials.
    6. Postglacial.
      α. Süsswasseralluvium.
      β. Marines Alluvium.

V. Das Quartär von Norddeutschland.
  A. Allgemeines.
    1. Literatur, Verbreitungsgrenze, Mächtigkeit.
    2. Ablagerungen des norddeutschen Quartärs.
      a) Moränenbildungen.
        α. Geschiebe, Geschiebemergel, Anreicherung, einheimische Schollen, zerquetschte Geschiebe, Literatur, Heimathsbestimmung, Localmoräne, Bewegungsrichtung.
        β. Verhalten der Moränen zu ihrem Untergrund (Gletscherschliffe, Rundhöcker, ungestörter Untergrund, Schichtenstörungen, Riesenkessel).
      b) Sedimente.
      c) Extraglaciale Bildungen.
  B. Gliederung des norddeutschen Diluviums.
    1. Präglacial (Altquartär).
    2. Erste Vereisung, I. Glacial.
    3. Erstes Interglacial.
      a) Marines Diluvium oder Altquartär.
      b) Süsswasserbildungen.

4. Zweite Vereisung, II. Glacial.
   a) Im eigentlichen Flachlande.
   b) In den äusseren Randbezirken.
5. Zweites Interglacial.
   a) Marines Diluvium, meist als Interglacial 2 angenommen.
   b) Die interglacialen Süsswasserbildungen.
6. Dritte Vereisung. letzte Eiszeit.
7. Einwirkung der Eiszeit auf die Oberflächengestaltung.
   a) Moränen.
      α. Grundmoränen, Innenmoränen.
      β. Endmoränen.
   b) Durchragungen, Staumoränen.
   c) Fluvioglaciale Bildungen.
   d) Erosionswirkungen der Schmelzwässer.
   e) Löss.
   f) Glaciale und postglaciale Dislocationen.
8. Spätglacial und Postglacial (Alluvium).

VI. Das Quartär im Nordostgebiet westlich der Weser.
   A. Holland (Oldenburg, nordwestlich Hannover).
      1. Gliederung des niederländischen Diluviums.
      2. Das glaciale Diluvium im Norden vom Rhein.
      3. Das Gebiet zwischen Vecht und Rhein.
      4. Oberflächengestaltung.
      5. Diluvium südlich des Rheins.
   B. Belgien.

VII. Das Quartär von Grossbritannien.
   A. Schottland.
   B. England.
      1. Ostengland.
      2. Westengland.
      3. Centralengland.
   C. Island.
   D. Südliches England ausserhalb des Vereisungsgebietes.

Verf. hat seine von der herrschenden Annahme mehrfach durch Interglacialzeiten getrennter Vereisungen abweichende Auffassung in seiner in dies. Jahrbuch (Beil.-Bd. XVI. p. 1—98. 1902) erschienenen Abhandlung: „Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit“ bereits fixirt und des Näheren begründet, so dass darauf verwiesen werden kann. Trotzdem Verf. nun ein überzeugter Gegner der Annahme von Mehrheiten der Vereisung und von Interglacialzeiten ist, hat er im Interesse der besseren Übersicht und um den bisherigen Stand der Erkenntniss zum Ausdruck zu bringen, in der Lethaea die übliche Eintheilung in Ober- und Unterdiluvium mit Interglacial beibehalten und das ist dankbar anzuerkennen. Selbstverständlich wird mit der Kritik, wo der persönliche Standpunkt des Verf.'s es erheischt, nicht gespart, was den Werth dieser verdienstvollen erstmaligen Zusammenfassung der gesammten nordeuropäischen Glacialerscheinungen erhöht.

Hinsichtlich der Erklärung der Eiszeit verhält sich Verf. gegenüber den kosmischen Theorien ablehnend und neigt der neuerdings sich mehr Geltung verschaffenden Ansicht zu, dass terrestrische Ursachen (Niveauveränderungen, Veränderungen in der Vertheilung von Festland und Meer, damit in Zusammenhang Ablenkung der Meeresströme, erhöhte Niederschläge u. a.) herangezogen werden müssen: Hebung Skandinaviens schuf muthmaasslich die Eiszeit, Senkung (z. Th. infolge des Eisdruckes) beendete sie.

Eine Folge (also zeitlich später eintretend) der grossen Eisdecke im Norden waren die selbständigen Vergletscherungen einzelner Gebirge (Alpen, deutsche Mittelgebirge, Pyrenäen, Tatra, Kaukasus u. a.), zum grösseren Antheil aber wässerige Niederschläge und damit in Verbindung stehende mächtige Erosion und Schotterbildung der aus jenen Gebirgen kommenden Flüsse. Eine Parallelisirung z. B. der angenommenen 4 alpinen Vergletscherungen mit den 3 oder 4 nördlichen wäre daher unthunlich. Den im alpinen Gebiet und in den mitteldeutschen Gebirgen nachgewiesenen Wechsel niederschlagsreicher und -armer Zeiten glaubt Verf. auch als eine einheitliche Erscheinung ansehen zu dürfen „der Art, dass 1. die betreffenden Vergletscherungen an das Ende der Hauptausdehnung der nordischen Vereisung anschlossen und 2. dass die Niederschlagsschwankungen mit Oscillationen bei dem allgemeinen Rückzug des nordischen Eises in Zusammenhang standen“.

Eine andere Folgeerscheinung der nordeuropäischen Vereisung ist die aralo-kaspische Transgression, die durch das Abschmelzen der Eismassen Russlands hervorgerufen wurde und nach Sjögren ein Steigen des Spiegels des Kaspischen Meeres bis zu 100 m bewirkte. Auf die gewaltige Ausdehnung der arktischen marinen Transgression im Nordosten des europäischen Vereisungsgebietes, die in erster Linie wohl auf Niveauveränderungen zurückzuführen ist, waren die Schmelzwässer nur von untergeordnetem Einfluss. Auf der beigefügten, von Frech, Geinitz und Partsch entworfenen Karte der quartären Maximalvereisung Europas sind diese Transgressionen zur Darstellung gebracht.

Von den mannigfaltigen Ablagerungen des nordeuropäischen Quartärs (Diluvium und Alluvium), die einzeln und nach ihrem Bildungsagens geordnet aufgeführt sind, haben nur die beiden wichtigsten, die Moränenbildungen und die Diluvialsande und -Thone eine Besprechung erfahren.

Im Abschnitt: „Einfluss der Vereisung auf den Untergrund“ werden nacheinander Schrammen, runde Löcher, Riesentöpfe, Glacialerosion, Bildung der Fjorde und Seebecken (z. Th. Reste alter präglacialer Flussthäler), Lagerungsstörungen, Åsar behandelt und auf die Bedeutung der Schmelzwässer hingewiesen. Zahlreiche Abbildungen schmücken diesen Abschnitt ebenso wie den vorhergehenden.

Das Quartär von Fennoscandia. Der Name Fennoscandia rührt von W. Ramsay her, der damit die geologische Zusammengehörigkeit von Finnland und Skandinavien ausdrücken will; auch das dänische Bornholm gehört zu Fennoscandia, das anhangsweise hier kurz besprochen wird.

Vom „skandinavischen“ Fjellen, dem Herde der gesammten nordeuropäischen Glacialerscheinungen, ging die Bewegung des Landeises strahlenförmig nach verschiedenen Richtungen aus. Zur Zeit der grössten Ausbreitung lag Nordeuropa mit Ausnahme Grossbritanniens unter einer zusammenhängenden Eisdecke begraben. Mit Salisbury nimmt Verf. nämlich an, dass die Nordsee nur von dichtem Packeis erfüllt war, das mit den selbständigen Vereisungsmassen Grossbritanniens an dessen Ostküste zusammentraf.

Die Ansichten von Nathorst und besonders de Geer über das Glacialphänomen werden kurz erörtert, wobei auch auf die Bedeutung der de Geer'schen Annahme einer „Prosarktis“ (Landverbindung von Nordeuropa mit Island und Grönland vor und zu Beginn der Vereisung) für die Frage nach der eigentlichen Ursache der Eiszeit mit Rücksicht auf die dadurch bewirkte Ablenkung des Golfstromes hingewiesen wird. Als Beweis für die Annahme der höheren Lage Skandinaviens (ca. 8000 m über dem Meeresspiegel) im Präglacial wird auch die vor der Eiszeit gebildete, landeinwärts bis zu 100 m ansteigende norwegische Küstenebene (Denudationsebene) in Anspruch genommen, über die Reusch berichtet hat.

Es sind für Südschweden (auch Bornholm und z. Th. Seeland) 3 verschiedene Eisströme nachgewiesen, der ältere baltische Eisstrom, das Haupteis und der jüngere baltische Eisstrom, was schliesslich bei einigen Autoren zu der Annahme von 3 getrennten Eiszeiten geführt hat. Dieser Standpunkt gelangt im Schema Munthe's für die Gliederung des Quartärs im südbaltischen Gebiete vom Jahre 1897 zum Ausdruck. In Norwegen gehören nach Reusch alle glacialen Ablagerungen, die meist nur eine geringe Mächtigkeit erreichen, den späteren Stadien der Eiszeit an.

Als Präglacial könne der unter der unteren Moräne folgende, 38 m mächtige Hvitå-Thon und -Sand des Bohraufschlusses bei Lomma gelten. Nördlich von Schonen sind nach Nathorst präglaciale Lager nicht bekannt.

Von den 3 Eisströmen wird eingehender die de Geer'sche Darstellung des zuerst von O. Torell 1865 erkannten jüngeren baltischen Eisstroms besprochen, der den Ausgangspunkt für die Annahme einer Interglacialzeit überhaupt gebildet hat. Die von de Geer gegebene eigenartige Begrenzung dieses Eisstromes (de Geer hielt die Endmoränen für die äusserste Grenze der letzten Vereisung und die skandinavisch-finnischen Züge für gleichalterig mit den norddeutschen) ist jetzt als irrig erkannt und auch de Geer hat das kürzlich (Februar-Sitzung des geologischen Vereins zu Stockholm 1904) nun zugegeben. Ussing erbrachte nämlich, von anderen Thatsachen abgesehen, den interessanten Nachweis, dass im nördlichen Jütland die baltische Endmoräne nicht, wie es die de Geer'sche Darstellung des Eisstromes verlangen würde, nach dem Kattegat verläuft, sondern sich scharf nach Westen umbiegt und die Nordsee erreicht. Auf der bereits erwähnten Karte der quartären Maximalvereisung Nordeuropas, die auch die Endmoränen verzeichnet, tritt dadurch die angenäherte Parallelität der sogen. baltischen Endmoränen (Jütland, Norddeutschland, Russland) mit den nörd-

licher verlaufenden, jüngeren, skandinavischen (Norwegen, Schweden, Finnland) auffallend in Erscheinung.

Die Beweise für eine Interglacialzeit in Schweden sind recht spärlich. Die einzige, als interglacial gedeutete marine Ablagerung Schwedens, der vielumstrittene Cementthon von Lomma, westlich von Lund, wird jetzt auch von DE GEER im Anschluss an die Auffassung von HOLST, MOBERG und HOLMSTRÖM für spätglacial erklärt. Vereinzelt finden sich in Schonen „interglaciale" fossilführende Süsswasserbildungen, deren wirklich interglaciales Alter nach MUNTHE aber überaus zweifelhaft ist. Die Funde von Mammuth (nur 3 in Schweden und meist in Hvitå-Bildungen vorkommend), die DE GEER auch als Beweis einer Interglacialzeit gelten, liegen, wie die 30 Funde in Dänemark, die 3 Funde in Finnland und der eine im nördlichen Norwegen auf secundärer Lagerstätte; HOLST spricht die schwedischen Mammuthe für präglacial an. HOLST bestreitet, dass irgend ein Beweis für zwei Vereisungen erbracht worden ist und hält in Schweden nur eine Eiszeit für nachweisbar. Nach HOLMSTRÖM spricht Vieles für den HOLST'schen Standpunkt.

Die Spät- oder Postglacialzeit, in die die Bildung der allbekannten, bis gegen 180 m Meereshöhe erreichenden norwegischen Terrassen und Strandlinien fällt, deren Literatur Verf. eingehend bespricht, war für die Gebiete der Nord- und Ostsee eine Zeit auffälliger Niveauschwankungen. Das Ostseebecken hat dabei drei Phasen durchgemacht, die man als *Yoldia-*, *Ancylus-* und *Litorina-*Zeit bezeichnet.

Das spätglaciale Eismeer oder *Yoldia*-Meer bezeichnet den höchsten Wasserstand, der über Skandinavien in der Quartärzeit eingetreten ist. Seine Ausdehnung hat DE GEER, dessen und NATHORST's ausgezeichneten Schilderungen Verf. im Wesentlichen folgt, in einer Karte, die auch hier wiedergegeben ist, darzustellen versucht. In der Umgegend des Wenern-Sees — das *Yoldia*-Meer reichte durch das mittlere Schweden nach dem Skager Rak und der Christiania-Bucht — liegt die oberste Grenze des Eismeeres ungefähr 150 m ü. d. M. Das südliche Ångermanland lag 270 m, Gotland 78 m, nordöstliches Schonen 55 m, südliches Bornholm 14 m niedriger als jetzt. In bedeutenderem Maasse ist auch Finnland von der spätglacialen Eismeersenkung betroffen worden, wie die Untersuchungen von BERGHELL, HERLIN, RAMSAY, SEDERHOLM u. A. ergeben haben. Auch das nördliche Jütland besitzt Ablagerungen von Eismeerthon, während dem übrigen Dänemark, sowie der deutschen Küste Ablagerungen aus dieser Zeit fehlen: Das Land lag damals hier bedeutend höher als jetzt. In der Yoldienzeit stand auch das Baltische Meer über den Ladoga und Onega in offener Verbindung mit dem Weissen Meer.

Nach der Zeit des Eismeeres trat im baltischen Gebiete eine Landhebung ein, die Schonen mit Seeland, Fünen und Jütland in Landverbindung brachte und später auch den im mittleren Schweden über Karlsberg und Nerike Anfangs noch verlaufenden Meeresarm schloss, so dass nunmehr, nachdem auch die Ladoga-Meerenge unterbrochen war, die Ostsee ausgesüsst und zu einem riesigen Binnensee umgewandelt wurde, den man nach dem

Hauptfossil den *Ancylus*-See nennt. Der *Ancylus*-Thon, der häufig dem Eismeerthon nicht unmittelbar auflagert, sondern von letzterem durch eine sandige Zwischenschicht getrennt ist, erreicht keine grössere Höhe als 74 m ü. d. M. Das Landeis reichte nicht mehr an den See heran, das Klima war milder und das Land bedeckt mit Wäldern von Birke, Espe und Fichte.

Durch eine erneute Landsenkung trat der *Ancylus*-See durch den Sund und die Belte wieder mit dem Kattegat in Verbindung; Salzwasser drang ein und der Binnensee wurde zu einem salzigen Mittelmeere — nach dem Hauptfossil *Litorina*-Meer genannt —, dessen Salzgehalt, wie aus der Grösse der Molluskenschalen, sowie der Fauna- und Floravertheilung hervorgeht, grösser als der heutige war. Ablagerungen dieses Meeres finden sich auch in Norddeutschland, und zwar an der mecklenburgischen und holsteinischen Küste, worüber Verf. früher berichtet hat. Es trat dann zur Alluvialzeit wieder eine Hebung ein, die z. Th. noch fortdauert. Verf. hat die Literatur über die Bewegungen, die das Ostseegebiet in spät- und postglacialer Zeit erlitt und die sich zu jeder Phase in den einzelnen Gebietstheilen sehr ungleichmässig vollzogen (Isobasen de Geer's und anderer Autoren), eingehend erörtert, worauf nicht näher eingegangen werden kann. Erwähnt sei nur noch, dass auch die vergleichenden Untersuchungen Holst's über die spät- und postglacialen Ablagerungen der einzelnen Gebiete und seine Parallelisirung der marinen und Binnenfacies Berücksichtigung gefunden haben, sowie dass ferner auch die de Geer'schen kartographischen Darstellungen der Ausdehnung des *Ancylus*-Sees und des *Litorina*-Meeres zum Abdruck gebracht worden sind.

Über das marine Spät- und Postglacial Norwegens verdanken wir Brögger eine sehr eingehende Darstellung, über die ein Ref. in dies. Jahrb. 1902. II. -447—456- vorliegt, so dass sich ein näheres Eingehen auf die Darstellung in der Lethaea erübrigt. Es sei nur kurz Folgendes erwähnt: Zu Beginn der Abschmelzperiode lag Norwegen im Christiania-Gebiet höher als jetzt; während der Epoche sank es wieder und lag zur Zeit der Ablagerung des älteren *Yoldia*-Thones ca. 20—30 m, zur Zeit der Ablagerung des jüngeren *Yoldia*-Thones ca. 75—100 m tiefer als heute. Es folgen dann der ältere *Arca*-Thon (Senkung bis 100—125 m unter dem gegenwärtigen Stand), der mittlere *Arca*-Thon und ältere *Portlandia*-Thon (Senkung bis 160 m), die jüngeren *Arca*-Thone und jüngeren *Portlandia*-Thone (Senkung bis 200 m). Die Senkung erreichte am Mjösen den Höchstbetrag von 240 m. Alle diese Ablagerungen entsprechen Stillstandslagen des sich zurückziehenden Eises und sind vor der jeweiligen Endmoräne abgelagert. Nun beginnt die Hebung, während der nacheinander die spätglacialen oberen *Mya*-Bänke (correspondirend 0—25° der Gesammterhebung), die unteren *Mya*-Bänke (25—40 %), der älteste *Cardium*-Thon (correspondirend den *Mya*-Bänken), die untersten *Mya*-Bänke (40—50 %) abgesetzt haben. Mit den nun folgenden obersten Cardienthonen (50—70 %) liess Brögger für Südnorwegen das Postglacial beginnen. Es folgen dann die oberen *Tapes*-Bänke (70—85°), die unteren *Tapes*-Bänke und der

Scrobicularia-Thon (Niveau 85—100 % der Gesammterhebung). In der *Tapes*-Zeit ist das Klima etwa 2° milder gewesen als das heutige. Eine der baltischen *Litorina*-Senkung entsprechende Senkung ist in der Christiania-Gegend nicht erfolgt, auch ist eine Senkung während der *Ancylus*-Zeit fraglich.

Die Ursache der wiederholten Niveauschwankungen sieht Verf. mit Jamieson, Holst u. A. in der Entlastung des Bodens vom Eisdruck, wodurch das skandinavische Senkungsfeld in eine schwingende Bewegung versetzt worden sei. [Dieser Erklärung stehen allerdings die vorhin erwähnten Brögger'schen Beobachtungen entgegen, die für das Christiania-Gebiet keine solchen oscillatorischen Bewegungen ergeben haben. Die Annahme auch local wirkender Ursachen erscheint daher unabweisbar. Ref.]

Den östlichen Theil Fennoscandias bildet Finnland und das übrige nordöstliche Russland (Halbinsel Kola, Karelien, Olonetz, Archangelsk), Gebiete, die Nikitin in seiner Eintheilung des Quartärs des europäischen Russland als „finnländischer und Olonetz-Typus" abgegrenzt hat. Die geologische Zusammengehörigkeit dieser Gebiete mit der skandinavischen Halbinsel zeigt sich überall auch in der quartären Entwickelung, bei deren Darstellung Verf. in der Hauptsache den zusammenfassenden Arbeiten von Ramsay und Sederholm folgten. Nach ihnen und anderen Forschern bildet der Salpausselkä, die bedeutendste Endmoräne Finnlands und seine Fortsetzung nicht, wie de Geer es wollte, die Grenze der letzten Vereisung, sondern nur eine Rückzugsetappe dieser Vereisung, die sich wahrscheinlich noch über das „Kleinseegebiet" Russlands, die Fortsetzung der Kleinseelandschaft des baltischen Höhenrückens erstreckt hat. Ramsay's Karte der letzten Vereisung, die wiedergegeben ist, zeigt eine viel einleuchtendere Abgrenzung dieser Vereisung als die de Geer'sche.

Was die Gliederung des nordostrussischen Quartärs betrifft, so sprachen sich Nikitin (1886) und Tschernyscheff (1892) für nur eine Vergletscherung aus, während Ramsay und Sederholm mit de Geer mindestens zwei Eiszeiten mit zugehörigem Interglacial annahmen. Nach Ramsay fällt die boreale marine Transgression (östlich und südlich des Weissen Meeres), die Tschernyscheff und Lebedeff für spät- oder postglacial halten, in die Interglacialzeit. Ramsay's Annahme stützt die Beobachtung Amalitztki's, der ebenso wie Ramsay auf den marinen borealen Ablagerungen Thon mit geschrammten Blöcken „wahrscheinlich Moräne" fand.

Ramsay unterscheidet im Ganzen für die weitere Umgebung des Weissen Meeres drei verschiedene Landsenkungen, ausser der interglacialen nämlich noch eine spät- und eine postglaciale, die alle drei durch Landhebungen von einander getrennt sind. Knipowitsch folgt ihm darin und vertheilt die quartäre Fauna des Weissen und Marmara-Meeres auf dieselben. Über die Zeit der Einwanderung der heute noch im Weissen Meere lebenden *Yoldia arctica*-Fauna sind Ramsay und Knipowitsch jedoch verschiedener Meinung: Nach Knipowitsch ist diese Fauna ein Relict der grossen Eiszeit, nach Ramsay der spätglacialen Senkung.

Für die spätglaciale Landsenkung hat Ramsay Isobasen construirt und dadurch das de Geer'sche spätglaciale Isobasensystem für Nordeuropa

vervollständigt. Aus der auch in der Lethaea wiedergegebenen Karte der Isobasen (für je 50 m) der spätglacialen Landsenkung in Nordeuropa ist ersichtlich, dass Fennoscandia nebst angrenzenden Landtheilen ein selbständiges Senkungsgebiet darstellte. Verf. hält entsprechend seiner Auffassung der Eiszeit als einer Einheit diese Niveauschwankungen des nordostrussischen Gebietes als Phasen der (für das dortige Gebiet) spät- und postglacialen Zeit: „Die durch Eisdruck und tektonische Ursachen bald nach dem Maximum der Vereisung eingeleitete Landsenkung schuf die „boreale Transgression", mit abnehmender Stärke folgten die weiteren Schwankungen."

Die spät- und postglacialen Binnenabsätze Fennoscandias haben eine besonders sorgfältige Darstellung erfahren; die umfangreiche Literatur ist ziemlich erschöpfend behandelt und die von Blytt und Hansen für Norwegen, von Nathorst, Andersson und Herlin für Schweden und Finnland aufgestellten Vergleichstabellen sind wiedergegeben, was den Überblick erleichtert.

Russland. Ostseeprovinzen und Westrussland: Unter Berücksichtigung auch der älteren Literatur (Grewingk, F. Schmidt, Helmersen) werden Schrammen, Rundhöcker, Seen, Riesentöpfe, Moränen (Richk = Localmoräne mit scharfkantigen Bruchstücken des silurischen Untergrundes), Geschiebesand, erratische Blöcke, Mächtigkeit des Diluviums, Drumlins, Åsar (Kanger in Livland), Endmoränen, sowie geschichtete Diluvialbildungen kurz besprochen.

Hinsichtlich der von Grewingk 1879 angenommenen zweimaligen Vergletscherung der Ostseeprovinzen, von der auch E. v. Toll in Anbetracht verschiedener Bohrprofile in Kurland (intramoräne Sande zwischen zwei deutlich geschiedenen Moränen) und der Funde von interglacialen Säugethierresten an der Windau auf secundärer Lagerstätte meint, dass man die Möglichkeit derselben nicht a limine abweisen dürfe, constatirt Verf., „dass in den Ostseeprovinzen bisher keinerlei Funde gemacht sind, welche die Annahme von zwei durch milderes Klima getrennten Eiszeiten berechtigen". Ebenso erklärt Verf. das von Kristafowitsch, dem Hauptverfechter der Annahme zweier durch ein Interglacial getrennter Eiszeiten, bekannt gemachte, z. Th. organische Reste (Lignitlager) enthaltende Interglacial von Nowo-Alexandria, Grodno, Wilna, Kowno und Witebsk (Nikitin) für nur vermeintliches. An den Niveauschwankungen des Spät- und Postglacials im Ostseebecken haben die Küsten der Ostseeprovinzen theilgenommen und sind Ablagerungen aus der *Yoldia-*, *Ancylus-* und *Litorina-*Zeit vorhanden. Der Peipus-, Ladoga- und Onega-See sind Relictenseen aus dieser Zeit.

Centralrussland: Nach Nikitin kommt nur eine einzige, verschieden mächtige Moräne (Geschiebemergel) vor, bisweilen bedeckt von oberen ungeschichteten Geschiebesanden (Auswaschungsproduct der Moräne) und unterlagert von geschichteten unteren Geschiebesanden, die stellenweise die Moräne vertreten können. Das Verbreitungsgebiet der Moräne und der erratischen Blöcke zeigt zwei nach Süden vorspringende zungenförmige

Ausläufer (Dnjepr- und Don-Gebiet), zwischen denen das ungeheure eisfreie Gebiet von Kursk liegt. Diese glacialen Ablagerungen werden der ersten Hälfte der Eiszeit, der Maximalentwickelung der skandinavisch-russischen Vereisung zugerechnet. In den Moränen liegen häufig Süsswasserbildungen, die die Hauptfundstätten der centralrussischen Mammuth- und *Rhinoceros*-Funde sind; sie entsprechen der zweiten Hälfte des Glacials oder dem Spät- und Postglacial. Die bei Jaroslawl gefundenen Reste eines an Ort und Stelle verendeten Mammuths *(Elephas primigenius, trogontherii)* in grobem, gelbem Sand, dem nach unten 1 m Kies, dann lössartiger, glimmerreicher Lehm und fester Thon, nach oben 4 m feiner Sand, dann 1 m sandige Moräne und oberer Sand und Lehm folgt, sind nach Frau M. Pavlow glacial (Oscillation des Gletschers), nach Doss präglacial. M. Pavlow hält den unteren Kies für das Aufbereitungsproduct einer unteren Moräne.

Das Quartär der Umgegend von Moskau gliedert Krischtafowitsch in Ablagerungen einer Präglacial-, Altglacial-, Interglacial-, Jungglacial- und Postglacialepoche. Die Bildung des obenerwähnten oberen Geschiebesandes fällt darnach in die Abschmelzzeit der ersten Vereisung. Den Nachweis interglacialen Alters der Lignite von Troitzkoe bei Moskau (Krischtafowitsch; nach Nikitin und Andersson präglacial), ferner einer *Brasonia*-führenden Ablagerung im Gouvernement Smolensk (Andersson) hält Verf. für nicht erbracht.

Südrussland: Die quartäre Schichtenfolge ist im Flussgebiet des mittleren Dnjepr von unten nach oben: Geschichtete Süsswasserablagerungen, Geschiebemergel, Löss. Die bis 15 m mächtigen, aus feingeschichteten Lehmen und Mergeln, selten gröberen Sanden bestehenden Süsswasserablagerungen sind in Seen und Sümpfen gebildet und führen reichlich Süsswasserconchylien; in ihren oberen Horizonten kommen schon (als Symptome des heranrückenden Eises) von Norden stammende Blöcke vor. Diese Süsswasserablagerungen erlangen nach Süden über die Grenzen der Vereisung hinaus weite Verbreitung und werden hier überlagert von dem an die Stelle des Geschiebemergels tretendem, nicht geschichteten braunen sandigen Mergel (wahrscheinlich subaeraler Herkunft), der nach oben hin unmerklich in typischen Löss übergeht; die Gesammtmächtigkeit des braunen Mergels und des Lösses beträgt über 20 m (z. Th. 40—50 m). Unter mächtigem, braunem Mergel und Löss fand Sokolow in der Umgebung des Mins-Limans und an anderen Stellen in Südrussland 6—8 m mächtige Paludinensande (mit *Paludina* und *Lithoglyphus naticoides*, ferner *Unio*, *Dreissensia*, *Cyclas rivicola*), deren Fauna mit den altquartären oder präglacialen Ablagerungen übereinstimmt. Die Oberfläche der Paludinensande zeigt deutliche Erosionsspuren. An anderen Punkten der Küste des Asow'schen und Schwarzen Meeres kommen nach Sokolow Ablagerungen vor, die aus leicht salzigem Wasser abgesetzt sind und geringe Beimischungen von kaspischer Fauna zeigen.

In der Geschichte des Schwarzen Meeres und der Steppen Südrusslands unterscheidet Sokolow vier Phasen: I. Seen-Epoche mit feuchtem Klima

(Präglacial, erstes Glacial und erstes Interglacial, fast süsses Brackwasser mit kaspischer Fauna). II. Glacialepoche mit trockener werdendem Klima. III. Entstehungszeit des Löss mit trockenem Klima (niedrigster Wasserstand; Austiefung der Flussbetten bis weit unter das Niveau des heutigen Schwarzen Meeres (30—50 m) bis zur Vereinigung mit dem Mittelländischen Meer, wodurch Überfluthung derselben und somit die Bildung der Limane erfolgt). IV. Postglacialzeit mit feuchter werdendem Klima.

Sokolow hat diese vier Phasen auf der Grundlage der Dreigliederung mit den westeuropäischen Verhältnissen zu parallelisiren versucht. Verf. hebt dagegen hervor, dass die von Sokolow über die quartäre Entwickelung Südrusslands gegebene Tabelle, die abgedruckt ist, gerade für die Einheitlichkeit des Glacialphänomens spräche.

Dänemark. Es werden unter Heranziehung auch der älteren Literatur (Forchhammer, Johnstrup) kurz besprochen: Mächtigkeit des Diluviums (nördlich Seeland 19—88 m, nördlich Vendsyssel 80—100 m), Geschiebemergel (bisweilen zwei oder mehr getrennte Bänke), lose Blöcke, Gliederung nach Madsen, Localmoräne, Schrammen zumeist SO.—NW., baltischer Eisstrom, geschrammte Steinpflaster, geschichtete Ablagerungen (Rullstengrus, Diluvialsand, Durchragungen, Diluvialthon), Åsar (Aase), Endmoränen, Schichtenstörungen, Dislocationen auf Möen.

Die Gliederung des dänischen Quartärs betreffend, sei bemerkt, dass die oberflächlich auftretende Moräne nicht überall gleiches Alter besitzt. So gehören z. B. nach Ussing in der weiteren Umgebung Kopenhagens beide Moränen, die obere und untere, dem baltischen Eisstrome an (der mächtige zwischengelagerte Sand entspricht daher einer Oscillationszeit), während nordwestlich am Isefjord, wie in Schonen die obere Moräne dem baltischen Strom angehört, die untere aber aus Nordosten (Haupteis) stammt; die obere Moräne ist mithin der unteren in der Kopenhagener Gegend gleichalterig. Madsen hat sich für die Dreigliederung der Quartärbildungen Dänemarks ausgesprochen und 1899 eine vorläufige schematische tabellarische Übersicht gegeben, die mit Beifügung seiner Gliederung von 1895 hier abgedruckt ist. Ussing schliesst sich, wenn auch zögernd, der Annahme eines, eventuell auch mehrerer Interglacialzeiten an.

Hinsichtlich des Näheren über die Vorkommnisse fossilführender Quartärablagerung kann auf die Arbeit des Verf.'s: „Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit“ in dies. Jahrb. 1902. Beil.-Bd. XVI. p. 1—98 verwiesen werden, in der dieselben eingehend besprochen worden sind. Interessant ist, dass der als ältestes bekanntes Glied des dänischen Diluviums geltende „ältere *Yoldia*-Thon“ von Vendsyssel vielleicht nicht die älteste Ablagerung darstellt. G. Saramo machte nämlich aus der Moräne aus dem Kopenhagener Freihafen holz- und süsswasserconchylienführende Sand-, Thon- und Torfgeschiebe bekannt, deren organische Reste mit dem englischen Cromer Forest bed identificirt werden konnten. Das Anstehende dieser altquartären, resp. jungpliocänen Lager ist allerdings nicht bekannt, dürfte aber in der Nähe, vielleicht im Ostseebecken, zu suchen sein.

Interglaciale fossilführende Ablagerungen sind selten: Von limnischen

werden nur die Profile von Hollerup und Trillo Klint bei Fredericia mitgetheilt; Hartz hält die Lager für zweites Interglacial. Das marine Interglacial vertreten die Cyprinenthone, deren Alter, ob Interglacial I oder II, von den Autoren sehr verschieden beurtheilt wird. Neuerdings hat Holst für den Cyprinenthon von Ristinge Klint auf Langeland ein präglaciales Alter nachgewiesen. Für den im nördlichen Seeland bei Hövr aufgefundenen Thon mit *Tellina calcarea* (Fauna arktisch oder boreal) lässt Milthers es unentschieden, ob Präglacial, Interglacial oder Spätglacial vorliegt.

Die Spätglacialzeit brachte auch dem nördlichen und westlichen Dänemark eine Landsenkung; Vendsyssel senkte sich um 45 m gegen das heutige Niveau und löste sich in einzelne Inseln auf. Als Eismeerthon mit *Yoldia arctica* und *Saxicava* setzte sich der „jüngere *Yoldia*-Thon" ab. Bei der hierauf folgenden Hebung hob sich die Meerestemperatur unter dem Einfluss des sich mehr und mehr zurückziehenden Eises; die arktische Fauna verschwand und machte einer mehr gemässigten Platz (*Zirphaea*-Sand). Die *Ancylus*-Zeit war für Dänemark eine Festlandszeit. Die postglaciale Senkung der *Litorina*-Zeit brachte es wieder vielfach unter das heutige Meeresniveau (Nordjütland z. B. 8—14 m) und bewirkte die *Cardium*-Ablagerungen, die die letzte alluviale Hebung stellenweise, so besonders im nordöstlichen Seeland, wieder über den heutigen Meeresspiegel hob.

Süsswasserablagerung der Spätglacialzeit ist der Dryasthon, der weite Verbreitung besitzt.

Norddeutschland. Die zuerst von A. Penck für Norddeutschland ausgesprochene Annahme einer dreimaligen Vergletscherung hat jetzt allgemeine Gültigkeit erlangt. Abgesehen von der sich allmählich durchringenden Auffassung, dass den fluvioglacialen Ablagerungen dieselbe Beweiskraft wie den Moränenbildungen zuzusprechen sei, sind es nicht zum Wenigsten die von Gottsche 1897 bekannt gegebenen tiefsten Glacialablagerungen von Hamburg gewesen, die den Anstoss dazu gegeben haben. Die heutige Anschauung über die Dreigliederung drückt sich in den Tabellen von Madsen, Munthe, Keilhack und Wahnschaffe aus, denen Verf. eine weitere Tabelle zur Seite stellt, die der bisher üblichen Eintheilung Rechnung trägt und einige Ergänzungen bringt.

Dieser Tabelle im Allgemeinen folgend, bespricht Verf. die präglacialen, glacialen und interglacialen Ablagerungen unter besonderer Berücksichtigung der fossilführenden Ablagerungen. Ein Eingehen hierauf erübrigt sich, da diese Dinge in der Arbeit über die „Einheitlichkeit der quartären Eiszeit" ausführlich behandelt worden sind, worauf zu verweisen ist. Eine wesentliche Erweiterung haben diese Darlegungen nur in dem Abschnitt über die zweite Vereisung erfahren, der eine gute Übersicht über das Diluvium und vorgreifend auch über das Alluvium der Randgebiete (Sachsen, Ostthüringen und Provinz Sachsen, Harzrand, Westfalen, Schlesien, Altmark) bringt. Schotter (einheimischer, nordischer und gemengter) und Löss und Lösslehm spielen in diesen Schichten unter

den Diluvialbildungen die Hauptrolle; immer ist, wenn überhaupt, nur eine einzige Moränenbank entwickelt, die der zweiten, der Hauptvereisung, entspricht.

Im Königreich Sachsen wird z. B. das Diluvium, wie folgt, gegliedert:

Diluvium der Thäler und Thalgehänge.

7. Gehängeschutt, -Lehm, -Löss.
6. Jungdiluvialer Thalsand, -Grand, -Lehm (niedere und untere Terrasse).
5. Hochliegende Schotter und Sande, Heidesande.

Diluvium der Hochflächen.

4 a. Äolisch umgearbeitete Deckschicht (Kantengerölle, Dünen), Steinzertrennung mit Geschieben von z. Th. nordischer Herkunft.
4. Decksand, Lösssand, Lösslehm (Decklehm), Löss.

Altdiluvium.

3. Geschiebelehm (und lössartiger Lehm), z. Th. Geschiebesand.
2 a. Bänderthon, Thonsand.
2. Altdiluviale Schotter
   a) Glaciale Schotter, Kies und Sand mit ausschliesslich nordischem und nördlichem Material.
   b) Fluvioglaciale Schotter mit gemengtem Material (Flussschotter) mit Einlagerung von lössartigem Sand.
1. (Präglaciale) Schotter ohne nordisches Material.

Fossilführende Schichten kommen in den Randgebieten wiederholt vor: Es seien genannt die altquartären Petersdorfer Sande in Schlesien und die Süssenborner Kiese in Thüringen mit *Elephas primigenius* und *E. trogontherii*, die den Mosbacher Sanden entsprechen, ferner die jungquartären Weimar-Taubacher Kalktuffe; erstere sind ins Interglacial I, letztere ins Interglacial II gestellt worden.

In dem Abschnitt über die Einwirkung der Eiszeit auf die Oberflächengestaltung sind trotz des Verweises auf das vortreffliche Buch von Wahnschaffe: „Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ alle einschlägigen Verhältnisse z. Th. unter Beigabe prächtiger Abbildungen kurz berührt (Moränenebene [Grundmoränenebene], Drumlin- oder Rückenlandschaft, Endmoränenlandschaft, Kiesmoränen, Eissedimente, Durchragungen, Staumoränen, Åsar, Deckthon, Sandr, Thalsand, Flussthäler, Evorsion, Sölle, Urstromthäler [hierzu eine Karte], Staubecken, Terrassen, Trockenthäler, Seen).

Die Erscheinungsweise, Bildung und das Alter des auf die südliche Randzone des Vereisungsgebietes beschränkten Lösses ist eingehender erörtert. Hinsichtlich der Frage der Entstehung, ob fluviatil oder äolisch, nimmt Verf. eine vermittelnde Stellung ein, indem er beiden Agentien eine Rolle zumisst. Was die Frage des Alters des Lösses betrifft, so erscheinen Verf. alle Versuche, dem Löss ein interglaciales Alter zuzuschreiben, mehr oder weniger gekünstelt: „Das ganze Lössvorkommen bringt keinen

Beweis für Interglacialzeiten, im Gegentheil, es spricht als einheitliche Bildung für ununterbrochene Zeitfolge des (lange Dauer beanspruchenden) Postglacials."

Die Nachweise glacialer und postglacialer Dislocationen in Norddeutschland sind bisher nur recht spärlich. Nach R. Credner fallen die Hauptstörungen, die das Grundgebirge Rügens erlitt, in die Zeit zwischen den Absatz der älteren und der jüngeren Glacialbildungen, in die Interglacialzeit, während v. Koenen dafür ein postglaciales Alter in Anspruch nahm. Quartäre Störungen sind u. a. bei Lüneburg und Lauenburg, ferner in der Tucheler Heide nachgewiesen.

Der Abschnitt „Spätglacial und Postglacial (Alluvium)" bringt zunächst eine kurze Besprechung der Binnenerscheinungen: Einfluss des Windes (Dünen, Kantengerölle), Flusssand, Wiesenthon, Schlick, Moorerde, Wiesenkalk, Kalktuff, Torf, Vivianit, Raseneisenerz, Ortstein, Fauna und Flora der Torfmoore, Abschlämmung.

Darnach werden die Erscheinungen im Küstengebiet behandelt: Nachweise von Niveauveränderungen spät- und postglacialer Zeit sind sowohl an der Nordsee- als auch Ostseeküste erbracht. In Ostfriesland reichen z. B. wechsellagernde Marsch- und Darg-(Schilftorf-)Schichten 10—16 m unter Fluthniveau und für die Wesermarschen wies Schwert einen Senkungsbetrag von rund 20 m nach. An der Ostseeküste erfolgte die Senkung während der *Litorina*-Zeit (*Litorina*-Ablagerungen bei Warnemünde, Heiligendamm, Wismar, Lübeck, ferner Süsswasserablagerungen bis mindestens 20 m unter Meeresspiegel im Weichseldelta, 31 m bei Pillau). In der der *Litorina*-Zeit vorausgegangenen *Ancylus*-Zeit war Holstein, Mecklenburg und Pommern mit Dänemark und Schonen landverbunden; die heutige mecklenburgische Bucht lag trocken (mindestens 50 m höher als jetzt), das ostpreussische Küstengebiet ebenfalls höher. Die *Litorina*-Senkung brachte das Land unter das gegenwärtige Niveau und schuf die heutigen Formen der Küste. Verf. hält die *Litorina*-Senkung für wahrscheinlich identisch mit der „cimbrischen Fluth", welche die Bewohner jenes weit ausgedehnten Landes zum Auswandern zwang. Die Annahme einer von der *Litorina*-Senkung durch eine Hebung getrennten recenten, wenn auch zur Zeit vielleicht nicht mehr andauernden Senkung glaubt Verf. im Hinblick auf das Vorkommen submariner Torfmoore an der Nord- und Ostseeküste nicht von der Hand weisen zu dürfen.

Schliesslich werden noch die Küstenbildungen z. Th. unter Beigabe reichen Bilderschmuckes kurz besprochen: Steilufer (Klinte), Anschwemmungen, Nehrungen, Marschen, Deltas, Stranddünen, Uferwälle u. a.

Holland (Oldenburg, nordwestliches Hannover). Das skandinavische Inlandeis drang nur einmal in diese Gebiete vor; seine Ablagerungen, die seiner Schmelzwässer, ferner die der von Süden kommenden Flüsse (Maas und Rhein) und des Meeres nehmen Theil an der Zusammensetzung des Diluviums, das horizontal wie vertical eine sehr verschiedene Faciesentwickelung zeigt. Die älteren Gliederungen von Staring und Winkler, sowie die neueren von v. Capelle und J. Martin werden mitgetheilt. Letzterer gliedert:

Spätdiluvial	6. Spätfluviatil, 5. Späthvitåglacial[1],
Moränenglacial . .	4. Inglacial: Innenmoräne oder Geröllglacial, 3. Subglacial: Grundmoräne oder Geschiebeglacial,
Frühdiluvial . . .	2. Frühhvitåglacial, 1. Frühfluviatil,

und weist seinem Inglacial die steinführenden Sande Hollands, welche das Hangende der Endmoräne bilden, sowie die Geröllsande Oldenburgs zu. Die Gliederung von v. Capelle's für West-Drenthe deckt sich nicht ganz mit der Martin'schen.

Das glaciale Diluvium im Norden vom Rhein stellt das Hauptgebiet des skandinavischen Diluviums dar; nur bei Meppel in West-Drenthe und in Sneek, sowie in Oldenburg fanden sich zwei getrennte Grundmoränen, die Martin als durch Oscillation des Eisrandes hervorgerufene Localerscheinung auffasst. Nach Martin ist die Bewegungsrichtung des Eises NO.—SW., das Haupteis hier ein baltischer Strom.

Das Gebiet zwischen Vecht und Rhein (Geldern, Oberyssel, Utrecht) ist das Hauptgebiet des „gemengten Diluviums".

Das jüngste Glied des Diluviums sowohl im nördlichen als auch mittleren Holland, Staring's „Zanddiluvium" (= Winkler's Diluvium remanié = Martin's Schwemmsand = Campinien) wird jetzt in der Hauptsache als fluviatil aufgefasst (Lorié); nur in einem engen Gebiet (in der Provinz Nordholland und im Geldern'schen Thal) ist es marin. Es wurde in den grossen Thälern während einer langen Senkungsperiode abgesetzt, die Senkung nahm, wie Bohrungen ergeben haben, von Osten nach Westen zu (Das Liegende des Sanddiluviums wurde in Deventer bei — 83 m [Moräne], in Utrecht bei — 150 m [Granitgerölle] gefunden, bei Amsterdam reicht es bis zu einer Tiefe von — 200 m). Das marine Sanddiluvium (Système Eemien Hasting's nach Eemthal bei Amersfoort im Geldern'schen Thal) enthält unter den 20 häufigeren (im Ganzen 46) Molluskenarten 7, die nicht mehr an der holländischen, sondern an der englischen Küste vorkommen; dieser Wechsel der Fauna spräche dafür, das Sanddiluvium — Lorié erklärt das Alter des Eemien für postglacial — noch zum jungen Diluvium zu rechnen.

Das Diluvium südlich des Rheins, das Gebiet des Staring'schen „Rhein- und Maas-Diluviums" weist keine Grundmoräne mehr auf: Das Inlandeis hat den Rhein nicht überschritten. Nordische Gesteine sind aber durch Localdrift über Südholland bis nach Belgien verbreitet (gemengtes Diluvium) und erst weiter südlich herrscht das reine Fluviatil vor.

Was die Oberflächengestaltung des Gebietes nördlich vom Rhein betrifft, so finden sich hier Endmoränen (zuerst in den Niederlanden von v. Calker im Hondsrug 1885 nachgewiesen), Åsar, Drumlins, Durch-

[1] Die Bezeichnung hvitå ist der skandinavischen Nomenclatur entlehnt. Torell bezeichnete mit Hvitå-Bildungen unmittelbare Gletscherbachbildungen nach dem isländischen hvitåar (Weisswässer). Steenstrup machte 1899 darauf aufmerksam, dass der Name hvitåar in Island gerade Bäche mit klarem Wasser im Gegensatze zu trübem bedeute.

ragungen, sowie die sogen. Pseudo-Endmoränen und -Åsar, Sölle, Inlanddünen. Bei der Darstellung dieser Dinge folgt Verf. im Wesentlichen der Auffassung Martin's, die vielfach von derjenigen v. Capelle's und Lorié's abweicht.

Das Postglacial (Alluvium) nimmt weite Strecken ein. Mehrfach greifen im Küstengebiete Süsswasser- und Meeresablagerungen, auch in Wechsellagerung ineinander und bekunden die Niveauschwankungen, die das Land erlitt; die Senkung hat weit bis in die historische Zeit hineingedauert (Zuider-See und Dollart). Es werden Hochmoore (das Burtanger Moor, das grösste Hochmoor Europas) und Niedermoore unterschieden. Letztere nehmen eine breite Zone der Provinz Süd- und Nordholland ein, sind z. Th. aber schon ausgestochen oder vom Meere bedeckt (Zuider-See und Haarlemer See); ihr Untergrund ist im Osten Sanddiluvium, weiter nach Westen mariner Thon und Sand, woraus hervorgeht, dass die lange Senkungsperiode (seit dem Pliocän bei Utrecht 370 m) von einer geringen Hebung (um 5 m) unterbrochen wurde.

Zum Schlusse werden noch die Profile einiger Tiefbohrungen mitgetheilt, die z. Th., wie die eine von Utrecht, in das Tertiär hinabreichen.

Belgien. Nach Rutot und Mourlon theilt man jetzt das belgische Quartär in 4 Etagen ein: 4. Flandrien, 3. Hesbayen (Brabantien), 2. Campinien, 1. Moséen (präglacial). Flandrien und Moséen führen stellenweise marine Mollusken, Hesbayen entspricht dem Löss, Campinien gilt als fluviatil. Auch in Belgien spielen Niveauschwankungen eine wichtige Rolle; Rutot benutzt dieselben zu seiner Gliederung und parallelisirt in seiner vergleichenden Zusammenstellung des belgischen und centraleuropäischen Quartärs folgendermaassen:

Glacial Mitteleuropas			
4. Periode	Rückzug	Flandrien	Hebung
	Vorschub		Senkung
3. „	Rückzug	Brabantien	Schwache Hebung
	Vorschub		
2. „	Rückzug	Hesbayen	Grosse Senkung
	Vorschub	Campinien	Hebung
1. „	Rückzug	Moséen	Senkung
	Vorschub		Hebung.

Einfacher erscheint die Gliederung von v. Ertborn, sowie auch die Ladrière's für Nordfrankreich und Südbelgien, die unteres (= Campinien), mittleres (= Hesbayen) und oberes Diluvium unterscheidet.

Interessant ist das Vorkommen von *Corbicula fluminalis* (Bohrung bei Ostende), die nach Rutot in Belgien nicht mehr in das Flandrien zu reichen, sondern mit dem Campinien zu verschwinden scheint.

In das jüngere Flandrien fällt die Abtrennung Englands vom Continent.

Auch während der Alluvialzeit dauerten die Bodenoscillationen fort; Rutot unterscheidet darnach 6 Unterperioden.

Grossbritannien. Die Glacialerscheinungen Grossbritanniens weisen auf eine selbständige Vergletscherung, insbesondere des schottischen Hochlandes hin; erst in der Zeit der grössten Entwickelung erfolgte Vereinigung mit dem skandinavischen Eise. Ob diese in der Form von zusammentretenden Eisdecken, oder von Packeis oder Drifteis geschah, darüber gehen die Ansichten etwas auseinander, wie über die Frage, ob die an verschiedenen Stellen des Landes und in verschiedener Höhenlage vorkommende marine Fauna „in situ“ sich befinde (Annahme mehrfacher Niveauschwankung mit wechselnder Meeresbedeckung) oder durch Eisverfrachtung zu erklären sei.

Schottland: Es kommen zwei (bisweilen auch mehr) durch geschichtete Ablagerungen (vielfach auskeilend) getrennte Moränen (Geschiebelehm) vor, deren obere besonders in den Küstengebieten häufig Fragmente diluvialer mariner Conchylienschalen führte (shelly boulderclay); die Geschiebe sind heimischer Herkunft. Der Geschiebelehm ist in den Hochthälern häufig terrassirt, in den niederen Theilen tritt er vielfach als Drumlins auf. Auf dem oberen Geschiebelehm finden sich Åsar und Endmoränen (Kames) in weiter Verbreitung. Auch alle schottischen Inseln zeigen Glacialerscheinungen; die Shetland-Inseln waren nach Peach und Harne zweimal vereist, und zwar zur Zeit der grössten Vereisung vom skandinavischen Eise und dann von localen Gletschern.

„Interglaciale“ fossilführende Süsswasserabsätze, deren organische Reste ein milderes Klima anzeigen, sind nur von drei Localitäten (Cowdon Glen, Red hall und Hailes) in Schottland bekannt. Nach Geikie liegen diese Schichten (Verf. giebt die Profile wieder) zwischen zwei Moränen; andere halten die überlagernde Moräne als auf secundärer Lagerstätte befindlich. Cl. Reid erkennt dagegen diese drei Vorkommnisse nicht als interglacial an, da der sichere stratigraphische Beweis fehlte und die Flora eine durchaus recente Zusammensetzung zeige. Dafür dürften aber auch nach Reid andere Ablagerungen (vor Allem Kilmaurs in Ayrshire mit Mammuthresten und einer ärmlichen Flora) interglacial sein. Verf. hält die Nachweise interglacialer limnischer Bildungen für durchaus nicht einwandsfrei.

Marine Ablagerungen zwischen und unter der Grundmoräne kommen vielerorts vor. Im nördlichen Schottland liegen sie in verschiedenen Höhen bis 152 m über dem Meer und gelten nach Geikie u. A. als Beweise für eine interglaciale Senkung von 150—180 m. Das bekannteste dieser Vorkommen ist der Thon von Clava im Naimthal, Inverness („Mischfauna“), das aber nach anderen Autoren, so besonders Bell, sich nicht in situ befindet, sondern ein erratisches Vorkommen darstellt. Eine eingehende palaeontologisch-stratigraphische Untersuchung des Vorkommens von Cleongart auf Kintyre, SW.-Schottland (keine „Mischfauna“, sondern jede Schicht durch eine bestimmte Fauna gekennzeichnet) führt Munthe dazu, sich für die Theorie einer interglacialen Senkung zu erklären. Gegenüber Munthe hat Jessen den muschelführenden Thon von Kintyre mit dem älteren Yoldienthon Nordjütlands parallelisirt. Die an der Ostküste von Aberdeenshire vorkommenden Kiese mit Cragmollusken (Slein gravels) erklärt Bell ent-

gegen Jamieson und Hall für eine glaciale Ablagerung und nicht beweisend für eine Senkung. Schalenführender Geschiebelehm, zumeist auf die niedrig gelegenen Küstendistricte beschränkt, ist besonders in Caithness (nördlichstes Schottland) weit verbreitet; Verf. widerspricht mit anderen Autoren einer Annahme derselben als einer Meeresbildung. Die bekannt gewordenen marinen Ablagerungen sind nach Verf. nur z. Th. als sichere Beweise für eine Senkung zu verwerthen, zum anderen Theile sind sie für diese Frage belanglos.

Die Erscheinungen, die Geikie zu der Annahme seiner dritten, auf die höheren Theile des Landes beschränkten Vereisung (Localgletscher) geführt haben, erklärt Verf. als solche einer Stillstandsphase (mit Vorstössen) in dem allgemeinen Rückzuge der grossen Vergletscherung. Dieselbe Erklärung gelte für die Geikie'sche Annahme noch jüngerer Vereisungen. Aus dieser Zeit des Localgletschers rühren die marinen Ablagerungen (arktische und boreale Fauna) her, die sich längs der Küsten bis zur Höhe von 37—40 m über dem Meer finden und deren Oberfläche häufig zu einer gut ausgeprägten Terrasse in etwa 30 m Meereshöhe umgearbeitet ist. Die hochgelegenen Terrassen im Innern des Landes sind in Eisstauseen gebildet und sollen nach Geikie auch der „dritten" Eiszeit angehören. Es sind ferner noch zwei gut ausgeprägte Küstenlinien an der Ost- und Westküste von Mittel- und Südschottland vorhanden, deren ältere zwischen 13 und 15 m Meereshöhe liegt. Sie gehören dem Postglacial an; ihre Fauna ist die heutige mit einigen mehr nördlichen Formen.

Für das Spätglacial ist auch in Schottland der Dryasthon charakteristisch.

England: In den höheren Theilen, in Wales und in der Seenlandschaft finden sich dieselben Vergletscherungserscheinungen wie in Schottland (Rundhöcker, Schrammen, Moränenanhäufungen, Seeerosion); in den niederen Theilen sind sie mehr verwischt, dagegen die Ablagerungen aber mächtiger. Im Innern und in den höheren Theilen kommt nur eine Moräne (Geschiebelehm) vor, während im Osten und Westen eine Zweitheilung mit mittleren Sanden durchgeführt werden kann. Der Geschiebelehm reicht bis in die Gegend von London.

Prächtige Aufschlüsse bietet die Ostküste Englands; hierher gehören die berühmten Ablagerungen von Cromer in Norfolk mit dem Forest bed (jungpliocän oder präglacial). In den Geschiebelehmen von Cromer und auch anderen Gegenden Ostenglands verdient das vereinzelte Vorkommen von unzweifelhaften skandinavischen Blöcken (Helland, Madsen, Hull) ein besonderes Interesse.

Von hoher Bedeutung für das Verständniss des ostenglischen Quartärs sind auch die Aufschlüsse an den Küsten von Flamborough Head (Sewerby und Speeton) und Holderness (in Yorkshire): bei Sewerby und Speeton sind präglaciale („infraglaciale") Schichten entblösst. Die über diesen Schichten folgenden Glacialbildungen zeigen vielfach drei durch Sedimente getrennte Geschiebelehme (basement boulderclay, purple boulderclay, oberes [Hessle-] boulderclay), die verschieden gedeutet worden sind. Lamplugh hält sie für Ablagerungen ein und derselben Vereisung östlichen Ursprungs,

deren den grösseren Theil der Yorkshire Wolds nicht überschreitender Rand starken Schwankungen ausgesetzt war; Anzeichen für eine milde Interglacialzeit seien nicht vorhanden. Demgegenüber nimmt Geikie, der mit diesen Auffassungen bis zur Zeit des purple boulderclay übereinstimmt, eine nachfolgende Senkung um 30 m an, dass das Nordseeeis sich weit zurückgezogen habe und das Klima sich milderte, worauf die nächste Eiszeit mit dem Hessle boulderclay folgte. Eine von der Geikie'schen Auffassung abweichende Darstellung giebt S. W. Wood, der die für typisch interglacial betrachteten Sande mit *Corbicula (Cyrena) fluminalis* und vielen anderen Conchylien bei Kelsea am Humber für postglacial hält.

Lamplugh glaubt die Conchylien nicht auf primärer Lagerstätte befindlich.

Auch in Westengland, im Küstengebiet der Irischen See, kommen nach Geikie zwei durch Interglacialsedimente getrennte, bis über 30 m mächtige Geschiebelehme vor, die häufig, wie auch die bis 60 m mächtigen mittleren Sande marine Conchylien verschiedenster (britischer, südlicher, arktischer und skandinavischer) Herkunft führen. Der Widerstreit der Meinungen über die Erklärung des Vorkommens dieser marinen Faunen, ob durch Senkung oder Moränentransport, hat eine bedeutende Literatur gezeitigt, auf die Verf. thunlichst eingeht. Geikie vertritt eine interglaciale Senkung, lässt aber den Betrag unsicher und ist mit Tiddemann u. A. der Meinung, dass die „mittleren Sande" wenigstens in den hochgelegenen Theilen (bis 425 m) nur umgearbeitetes Moränenmaterial seien.

Die interessanten Höhlenfunde des westlichen England, denen vielfach ein interglaciales Alter zugesprochen wurde, sind nach Verf. präglacial.

Im centralen England spielen geschichtete Ablagerungen eine grosse Rolle. Im Trent-Bassin unterscheidet Deeley ausser dem vom Osten kommenden chalky boulderclay noch zwei Geschiebelehme localer Gletscher von den Pennine-Bergen aus dem Norden, sowie von den wälischen Bergen aus Westen, welcher letztere im Westen den chalky boulderclay ersetzen soll. Deeley vergleicht seine Gliederung im Trent-Thal mit der Geikie'schen, wie folgt:

		9. Localmoräne.
		8. Interglacial (continental).
Jüngeres Pleistocän	Later Pennine boulderclay	7. Moräne der britischen Gebirge.
	River gravel (interglacial)	6. Interglacial (continental).
		5. Upper boulderclay.
		4. Interglacial (continental).
Älteres Mittleres Pleistocän	Chalky gravel Great chalky boulderclay Melton-Sand	3. Lower boulderclay (Maximum der Vereisung).
	Middle Pennine boulderclay Quartzose-Sand Early Pennine boulderclay	
		2. Forest bed (interglacial).
		1. Weyburn Crag (Glacial).

Die fossilfreien Quarzsande zwischen dem Early- und Middle Pennine boulderclay, die nach Deeley marin sind, hält Verf. für wahrscheinlich subglacial. Die auf dem Middle Pennine boulderclay hier und da folgenden Schichten von Sand, Kies und Lehm, die zuweilen Fragmente mariner Conchylien führen, scheinen Verf. den unteren Partien des chalky boulderclay nur eingelagert. Die dem chalky boulderclay folgenden mächtigen kalk- und flintreichen Sande und Grande entsprechen den „mittleren Sanden"; sie werden von Deeley für marinen Ursprungs angesehen, während Geikie sie nur theilweise dafür hält.

Irland: Die Glacialerscheinungen, wie Rundhöcker, Schrammen u. a. sind vortrefflich ausgebildet. Die eiszeitliche Geschichte ist nach Geikie's Darstellung ähnlich der Westenglands. Während der ersten grossen Vereisung war die Eisbewegung beeinflusst vom schottischen Eis. Die älteste Ablagerung ist ein zäher, fossilfreier Geschiebelehm. Darüber marine (?) oder fluvioglaciale Sande mit gemässigter Fauna (eventuell Senkung um 120—150 m). Süsswasserinterglacial ist noch nicht nachgewiesen worden. Der obere Geschiebelehm erreicht nicht die Ausdehnung des unteren. Locale Gletscher als Vertreter einer selbständigen „dritten" Eiszeit sind nach Geikie auch hier entwickelt gewesen (ähnlich wie in Schottland und England). Interglacialia fehlen; vielleicht sind nach Verf. einige „postglaciale" Bildungen, so namentlich die Süsswasserthone (mit Riesenhirsch) der grossen Torfmoore hierzu zu zählen. Noch jüngeren Alters sollen die kleinen Moränen in den oberen Theilen mancher Gebirgsthäler sein.

Åsar (Eskers) besitzen namentlich im mittleren Irland weite Verbreitung, auch Drumlins sind eine häufige Erscheinung.

Das Postglacial (untermeerische Wälder und Torfmoore, gehobene Küsten, recente Alluvionen) ist ganz analog dem englischen entwickelt.

Südliches England ausserhalb des Vereisungsgebietes: Das Inlandeis hat die Themse nicht überschritten (kein boulderclay südlich derselben), doch kommen nach Moncton u. A. Spuren der „Northern Drift" an einigen Stellen südlich der Themse vor. Weit verbreitet ist hier neben manchen anderen Ablagerungen, unter denen die Lehme das jüngste Glied darstellen, die „rubble drift" auch „Head" genannt, eine Ablagerung in verschiedenen Höhenlagen, die aus mehr oder weniger groben, eckigen, nicht weit transportirten Trümmern und Blöcken localen Ursprungs besteht und zuweilen Land- und Süsswassermollusken und auch Säugethierreste führt; eine ähnliche Bildung ist der „Coombe-rock" (Flintbruchstücke in kreidiger oder Lehm-Grundmasse), der in den Coombes abgelagert ist. Entstanden sind diese Ablagerungen durch Zusammenschwemmung des verwitterten und zertrümmerten Bodens (Frostwirkung) durch Wildwässer.

Auch für dieses ausserhalb der Vereisung gelegene Gebiet glaubt Geikie einen mehrfachen Wechsel des Klimas verfolgen zu können; so hält er für Sussex nach Untersuchungen von Cl. Reid zwei kalte Epochen mit Interglacial (*Corbicula fluminalis, Hydrobia marginata, Rhinoceros,* Mammuth, Pflanzen) für erwiesen; dem unteren Geschiebelehm entsprechen hier erratische Granite, Diorite (aus nördlichen Gebieten), harte Kreide und

Tertiärgesteine (südlicher und westlicher Herkunft), die auf Tertiärthonen liegen, bezw. tief in sie eingepresst sind, dem oberen die rubble drift.

Zu einer Zeit war England mit dem Continent verbunden (Einwanderung der „interglacialen“ Fauna und Flora); darauf trat eine Senkung bis 38 m ein (gehobene Küste von Portsdown Hill). Eine grössere Senkung (den „mittleren Sanden“ mit marinen Conchylien der vereist gewesenen Gebiete entsprechend) erfolgte hier nicht („mittlere Sande“ fehlen).

Eine kurze Besprechung erfahren die Höhlenfunde, die Flussablagerungen „river drift“, die besonders im Themse-Thal genauer untersucht worden sind, die submarinen präglacialen Thäler, gehobene Küstenlinien und submarine Torflager u. a. m.

Mit der Wiedergabe der Dawkins'schen Gliederung des Quartärs (nach der Säugethierfauna in früh-, mittel- und spätpleistocän), der Geikie'schen Gliederung (6 Eiszeiten mit 5 Interglacialzeiten) und Bemerkungen über die Beziehungen der Vergletscherungen zu den Niveauschwankungen schliesst Verf. seine Darlegungen über das Quartär Grossbritanniens, an dessen Einheitlichkeit er nicht zweifelt. **O. Zeise.**

A. Penck und E. Richter: Glacialexcursion in die Ostalpen. (Führer f. d. geol. Exc. in Österreich, herausgeg. v. Organ.-Com. d. IX. intern. Geol.-Congr. Wien 1903. XII. 97 p. 18 Fig. 2 t.)

Die Excursion bezweckt das Studium der glacialen Erscheinungen und Bildungen im Bereich der Ostalpen. Da die Begehung eines einheitlichen Querschnittes durch das alpine Glacialphänomen zu weit in das Vorland hinausgeführt hätte, so wird ein Programm für den Besuch einer Reihe von Einzelprofilen aufgestellt, welche die eiszeitlichen Ablagerungen in der Folge zeigen, wie man sie bei der Begehung eines einheitlichen Gletschergebietes von aussen nach innen antreffen würde.

Die in dem Führer gegebenen Erläuterungen finden eine ausführliche Darstellung und Begründung in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ von Penck und Brückner (s. das Ref. dies. Jahrb. 1903. II. -51- ff.). Penck unterscheidet im Umkreis der Alpen vier Eiszeiten, die Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeit. In der letzteren, jüngsten, lassen sich die einzelnen Schwankungen gut verfolgen. Nachdem eine solche schon während des Maximums der Vereisung stattgefunden hatte („Laufenschwankung“), erfolgte nach dem Maximum („Postwürmzeit“) ein Rückzug des Eises („Achenschwankung“), dann ein Vorstoss („Bühlstadium“) und darauf der definitive Rückzug in seine jetzigen Grenzen, der freilich noch durch zwei kleine Vorstösse („Gschnitz-“ und „Daunstadium“) unterbrochen wurde.

Nach einer Einleitung, „Das System der Glacialbildungen“, folgt das Itinerar der Excursion, die von Wien ihren Ausgang nimmt und am ersten Tage Steyr erreicht, wo die Terrassenbildungen mit ihren Schotterablagerungen (älterer und jüngerer Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter) gut studirt werden können. Die (2. Tag) Traun-Ennsplatte (von der eine durch A. E. Forster aufgenommene geologische Karte beigegeben

ist) wird vorwiegend von diesen Schottern bedeckt, zeigt aber auch Moränen der Mindel- und Rissmoräne. Die Excursion nimmt den Weg das Traunthal aufwärts (3. Tag) und erreicht (4. Tag) das an Seen reiche inneralpine Gebiet des Traungletschers. Am 5. Tage gelangt man im Gebiet des alten Salzachgletschers an die Gebilde der Würmeiszeit (denen man zwar auch vorher schon begegnet ist) und studiert die Anzeichen der „Laufenschwankung". Besonderes Interesse verdient die „Salzburger Nagelfluh", die als interglaciale Bildung aufzufassen ist. Am 6. Tag wird das Innthal erreicht und am 7. das Innthaler „Mittelgebirge", besonders das Endmoränengebiet des „Bühlstadiums" um Kirchbichl, begangen. Der 8. Tag ist der Umgebung von Innsbruck, namentlich der interglacialen Höttinger Breccie und den die „Achenschwankung" andeutenden Bildungen gewidmet. Im Oberinnthal (9. Tag) trifft man bei Obermirming auf die Moränen des Gschnitzstadiums, denen man auch im Kipp- (10. Tag) und oberen Stubaithal (11. Tag) begegnet. Hier kommt die Excursion dann in das Gebiet des letzten Stadiums der „Postwürmzeit", des „Daunstadiums". Der 12. Tag gehört den heutigen Glacialerscheinungen. Die Excursion ersteigt den Wilden Freiger über den Grüblferner und steigt zum Übelthalferner hinab, von dessen Zungenende eine schöne Karte von E. Rudel dem Heft beigegeben ist. Beim Marsch ins Ridnauerthal (13. Tag) ist die grossartige Abstufung des Thalschlusses besonders bemerkenswerth.

Der Führer, dessen an Einzelschilderungen und geomorphologischen Hinweisen reicher Inhalt hier nur kurz angedeutet ist, ist sehr instructiv illustrirt. Er wird noch manchem Jünger der alpinen Glacialgeologie ein nutzbringender Begleiter sein. **Otto Wilckens.**

J. Park: Notes on some glacier moraines in the Leith Valley, Dunedin. (Trans. New Zeal. Inst. **34**. 1901. 444—446. 2 Taf.)

Beschreibung einiger in der Thalrichtung verlaufender Moränenwälle im Leith-Thal bei Dunedin (Südinsel von Neuseeland).

In der Einleitung wird auf die früher viel grössere Ausdehnung der neuseeländischen Gletscher hingewiesen und das Alter dieser Eiszeit als pliocän und gleichaltrig mit der Ablagerung der Wanganui-Schichten, der keine Gletscherspuren aufweisenden Nordinsel bezeichnet.

Otto Wilckens.

P. Marshall: The Kingston moraine. (Trans. New Zeal. Inst. **35**. 1902. 387—391.)

Verf. hat einige Gesteine aus der Moräne am Südostende des Wakatipu-Sees (westliches Otago, Südinsel von Neuseeland) untersucht und stellt ihren Ursprungsort fest. Derselbe liegt z. Th. ausserhalb des heutigen Flussgebietes des Wakatipu-Sees, wenn man nicht annehmen will, dass diese Steine vom Eis auf dem Grunde des Sees ausgeschürft seien. Beschrieben werden Granite, Diorite, Syenit, Aplit, Porphyrit, Forellenstein und Gneiss. **Otto Wilckens.**

Th. Schmierer und F. Soenderop: Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1902. **23**. 544—548.)

Unterdiluviale feinsandige Thone liegen theils unter unterem Geschiebemergel oder dessen Rückstand, Kiesanhäufung, theils unter Sanden, die von oberem Geschiebemergel bedeckt werden. Ein vollständiges Profil zeigte unter Dünensanden: 2,5 m Geschiebesande und 2,5—4 m Geschiebemergel (jungglacial), dann wohlgeschichtete fossilführende Sande, Feinsande bis Thon, Moorerde, Torf, Lebertorf, Kalk, insgesammt bis 5 m. Darunter 0—1,5 m Sande, ca. 5 m Geschiebemergel (mit häufigen Resten von *Paludina diluviana*), Thon (Producte der vorletzten Vereisung). Die zwischenliegenden Schichten bilden eine Scholle oder sind zusammengeschwemmt. Umfassendere Untersuchung vorbehalten. **E. Geinitz.**

C. Gagel: Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1903. **24**. 61—90.)

1. Die Ausbildung der grossen südbaltischen Endmoräne und ihre Auflösung in drei Staffeln. Die lauenburgische Grundmoränenlandschaft bildet meist ein flachwelliges Gelände mit nur wenigen grösseren Höhenunterschieden, vielen Söllen; es wird nach aussen mit scharfer Grenze von einer geschlossenen Ebene oberer Sande begrenzt, an der Grenze sind Endmoränenspuren nachzuweisen, und zwar sind hier drei Endmoränenstaffeln aufgefunden. Schmelzwasser haben tiefe, z. Th. von Seen erfüllte Rinnen gebildet.

2. Discussion der Behauptungen von Gottsche über die holsteinischen Endmoränen und Vergleiche dieser mit den ostpreussischen und bayrischen Endmoränen. Die Geschiebepackungen sind nicht das wesentlichste Merkmal der Endmoräne.

3. Die Trockenthäler und die Terrassen am Ratzeburger See.

4. Beobachtungen über den oberen Geschiebemergel und die Quellenhorizonte, über die oberen Sande, über die unteren Sande, Trennung in solche der letzten und solchen der vorletzten Vereisung, über Interglacial, über Bryozoensande und -kiese, über den unteren Geschiebemergel. Der obere Geschiebemergel ist z. Th. recht mächtig, sogar bis 8—10 m, in seinen unteren Partien sehr fest, seine sehr thonige Beschaffenheit ist durch das Auftreten von unteren Thonen bedingt. Unter dem oberen Geschiebemergel ist ein Quellenhorizont weit verbreitet; ausserdem treten auch Quellen über demselben zu Tage und auch aus Sandeinlagerungen im unteren Geschiebemergel. Geschichtete Sande liegen auch über dem oberen Mergel; es sind typische „Korallensande". Als Beweise für eine Interglacialzeit werden die Aufschlüsse genannt, wo kalkfreie und z. Th. lehmig-eisenschüssig verwitterte Sande scharf abgrenzen gegen aufliegende kalkhaltige, stark gestörte Sande, die ihrerseits vom normalen oberen

z. Th. unverwitterten Geschiebemergel bedeckt sind. Der untere Geschiebemergel ist z. Th. sehr mächtig.

5. Beobachtungen über Oberflächenformen und gewisse Gesetzmässigkeiten darin.

6. Einige Bemerkungen über Åsar. Die Lagerungsstörungen unserer norddeutschen Åsar sind durch locale Druckentlastung zu erklären.

E. Geinitz.

E. Nicolis: Terrazzi e Formazioni diluviali in rapporto col bacino del Garda. (Atti d. R. Ist. Veneto di Sc. Lett. e Arti. **59**. II. Anno 1899—1900. Venezia 1900. 381—387.)

Am Garda-See haben sich bei Castelletto, 12—15 m über dem Wasserspiegel, mehrere deutlich ausgeprägte Flussterrassen nachweisen lassen, die entweder prä- oder interglacial sind. Eine Reihe von isolirten Hügeln an der Ostseite des Monte Baldo, die etwa den sogen. exotischen Gesteinen der schweizerischen Westalpen vergleichbar wären, dürfte auf Bergstürze oder Bergschlipfe zurückzuführen sein. Die Mergel von Porcino sind die grösste derartige Scholle. Die Lagerungsverhältnisse zum Diluvium zeigen, dass manche dieser Schlipfe quartären Alters sind. Zwischen den Moränenreihen am Südende des Garda-Sees kommen hier und da sogen. Ferretto und ausserdem eine Anzahl von interstadialen fluvioglacialen Ablagerungen vor.

Deecke.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1904

Band/Volume: 1904_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1198-1284