Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Lacroix: La Montagne Pelée après ses éruptions. Avec observations sur les éruptions du Vésuve en 79 et en 1906. (Ouvrage publié par l'académie des sciences. Paris 1908.)

Das ungefähr 140 p. umfassende, mit zahlreichen Abbildungen ausgestattete Quartheft bildet einen Nachtrag zu des Verf.'s großem Werk über den Antillenvulkan (vergl. Ref. Centralbl. f. Min. etc. 1906. p. 81—92). Nach der Rückkehr Lacroix' aus Martinique im Jahre 1903 waren die Beobachtungen bis 1905 von Giraud und Kapitän Perney, späterhin von Guinoiseau fortgesetzt worden. Das Werk befaßt sich in vier Abschnitten mit der Beschreibung der letzten eruptiven Äußerungen seit 1904 und des jetzigen Zustandes des Vulkans, mit dem Wesen und der Bildungsweise der Staukuppe („dôme"), mit den heißen Wolken und mit einem kritischen Vergleich zwischen der Katastrophe von Saint-Pierre und derjenigen von Pompei. In den letzteren drei Abschnitten bot sich wiederholt Gelegenheit zur Erörterung allgemeiner petrographischer nnd vulkanologischer Fragen.

Die erste Phase der letzten Tätigkeitsperiode des Mont Pelé dauerte von Ende April bis Mitte Oktober 1902. In dieser Zeit fanden die verheerendsten Ausbrüche der heißen Wolken statt, und während jener ersten Monate wurde die Hauptmasse der Staukuppe hervorgepreßt. In die zweite Phase bis Anfang August 1903 fällt die Hervorstoßung der großen Felsnadel (aiguille), deren Wachstumsphasen insofern einen Zusammenhang mit dem Ausbruch der heißen Wolken zeigten, als ein solcher recht häufig mit einer Erniedrigung der Nadel zusammenfiel. Die Wolken hatten schon sehr an zerstörender Gewalt verloren. Am 10. August war die große Nadel verschwunden. In der dritten Phase nimmt die Höhe der Kuppe mit der Emporpressung neuer, unbedeutenderer Nadeln wieder zu; heiße Wolken von geringerem Umfang brechen zeitweise an mehreren Stellen des Domes hervor und nehmen ihren Weg nicht mehr allein durch die Rivière blanche, sondern nach verschiedenen Richtungen. Schon im Jahre 1904 war die Tätigkeit des Vulkans sehr zurückgegangen. Die

Staukuppe gewann nur noch wenig an Höhe und glühte noch stellenweise auf; die Ausstoßung heißer Wolken dauerte bis zum Anfang des Juli 1905, der letzte Glutschein wurde Ende Oktober desselben Jahres beobachtet. Seitdem herrscht, abgesehen von der fortdauernden Fumarolentätigkeit, völlige Ruhe.

Die jetzige Gestalt des Kraters und der Staukuppe wird an einer genaueren Karte erörtert, einzelne frühere Angaben berichtigt. Der Kraterkessel, in welchem sich, rings von einem Atrium umzogen, die Staukuppe erhebt, hat von SW. nach NO. einen größten Durchmesser von 1050 m; durch Nachbrüche der Wandung hat er sich seit 1903 erweitert. Die Nadel hatte am 31. Mai 1903 mit 1620 m ihre höchste absolute Höhe erreicht. Jetzt bildet ein zackig rauhes Plateau den Gipfel der Kuppe, die nur mehr 1355 m hoch ist, d. h. nur 4 m höher als der ehemalige Gipfel des Berges, 185 m höher als der Boden des Atriums, welcher selbst nur 65 m unter dem Rande des Kessels liegt. Zur Zeit der höchsten Erhebung im Mai 1903 überragte die Spitze der Nadel den damaligen Kraterboden um 550 m.

Bezüglich der Fumarolentätigkeit an der Staukuppe sei erwähnt, daß die heißesten Gasausströmungen von über 380° keine Alkalichloride mehr sublimieren; etwas Eisenglanz läßt auf die Anwesenheit von $FeCl_3$ schließen. Die aus dem Schutte der „heißen Wolken“ austretenden, durch eindringende Regenwässer bedingten Exhalationen, die sich durch den Mangel aller Fumarolenabsätze auszeichnen und schon dadurch ihren besonderen, sekundären und oberflächlichen Ursprung zu erkennen geben, besitzen ungleichmäßige und örtlich schwankende Temperaturen zwischen 85 und 360°; die hohen Hitzegrade weisen darauf hin, daß jene Schuttmassen auch jetzt, nach Ablauf mehrerer Jahre, noch nicht erkaltet sind.

Die Entstehung der Staukuppe und der Felsnadel erfährt neuerdings eine ausführlichere Besprechung. Es war schon in dem Hauptwerke geschildert worden, wie die Kuppe in dem Krater des Étang sec sich aufstaute, indem zunächst zäher Glutfluß unter eine immer dicker werdende Erstarrungsrinde hineingepreßt wurde, die ihrerseits durch diesen Druck und durch die Zusammenziehung infolge Abkühlung in Blockwerk zerfiel. Die heißen Wolken, in denen sich die explosive Tätigkeit des Berges fast ausschließlich äußerte, entführten der Kuppe viel Material, das längs der Rivière blanche in der schräg nach abwärts gerichteten Schußbahn entfernt wurde. Demgegenüber war die Anhäufung von lockeren, echten Auswürflingen in dem Krater nur eine ganz geringfügige. Als die Erstarrungskruste der Kuppe so dick geworden war, daß sich der Intrusion von zähem Glutfluß beträchtlicherer Widerstand entgegensetzte, kam es am Gipfel der Masse zur Hervorpressung einer erstarrten, aber immer noch durchglühten Gesteinssäule, der Felsnadel. Diese Extrusion geschah in der Verlängerung des Vulkanschlotes selbst, und der schwere Gesteinspfropf versperrte so den Weg, welchen die nachdrängenden Gase zu nehmen hatten; letztere brachen sich von Zeit zu Zeit in heftigen Explosionen an der Basis der Nadel Bahn, ohne doch eine ständige

Öffnung in die Kuppe sprengen zu können. Nach dem Zusammenbruch der Nadel verschwanden die gewaltigen, in größeren Zeiträumen längs der Rivière blanche herabstürzenden heißen Wolken und an ihrer Statt fanden häufigere, aber unbedeutendere Gasentladungen statt. Die großartige Einfachheit des Phänomens war mit dem Einsturz der Nadel dahin, und die Energie des Vulkans zersplitterte sich jetzt gewissermaßen in den zahlreichen kleinen, nach verschiedenen Richtungen erfolgenden Gasausblasungen und in der Emporhebung mehrerer kleinerer, der großen Nadel analoger Massen. Hierdurch und durch eine weitere Aufstauung von Magma im östlichen Teil der Kuppe veränderte sich deren Gestalt zwischen 1903 und 1905. Die Staukuppe ist jetzt oberflächlich und ganz besonders an ihrem Fuße gutenteils verhüllt durch Blockmassen, zwischen denen der anstehende Andesit in spaltenreichen, tief zerschrundeten Felsen, manchmal mit glatten Wänden hervortritt, die einer fortwährenden Zerbröckelung und Vergriesung unterliegen. Auch dort, wo keine bemerkenswerten Hervorhebungen etwa von Felsnadeln beobachtet worden waren, bemerkt man doch auf der Oberfläche der Absonderungsklüfte Glättungen und nach verschiedenen Richtungen verlaufende Rutschstreifen, wie sie ehedem die große Felsnadel gezeigt hatte, ein Beweis für die Pressungen und Schiebungen, die sich im Innern der Kuppe unter dem hebenden Druck des Magmas abspielten.

Vorläufige Beobachtungen an dem Material, das durch die heißen Wolken von der früher selbst unzugänglichen Staukuppe weggeschleudert worden war, hatten es wahrscheinlich gemacht, daß die letztere im Inneren aus einem quarzführenden, ziemlich kristallinen Andesit bestehen müsse, der von einer Rinde mehr glasigen, vitrophyrischen Gesteins bedeckt sei. Es war ferner vom Verf. vermutet worden, daß letztere Hülle von einem glasreichen Gestein durchädert sein müsse, nämlich von den erstarrten Injektionen, die so häufig ein Aufglühen der Kruste verursacht hatten. Systematische Aufsammlungen an der jetzt zugänglichen Kuppe haben später bloß ergeben, daß glasreiche, fast obsidianartige Gesteine nur mehr am Fuße der Kuppe im Atrium anstehend zu beobachten sind, während quarzführende Modifikationen, mit jenem durch Übergänge verbunden, in den oberen Teilen der Kuppe und insbesondere auf deren Gipfel herrschen. Da die vitrophyrischen Erstarrungsprodukte gerade auch dort fehlen, wo man sie an sich am ersten hätte erwarten sollen, nämlich an den zuletzt und ganz allmählich gebildeten nördlichen und östlichen Partien der jetzigen Staukuppe, so wird gefolgert, daß dort der Massenzuwachs weit mehr durch Extrusion erstarrten, als durch Intrusion und Ausströmen flüssigen Magmas vor sich gegangen sei. Die etwa gebildete glasige Umhüllung müsse infolge Zerbröckelung völlig verschwunden sein. Nicht durch Erosion, sondern durch die von den Bewegungsvorgängen in der Staukuppe selbst verursachte Zerbröckelung, Zergriesung und Schuttbildung werde die ursprüngliche petrographische Zweiteilung derselben in eine glasreiche Rinde und einen mehr kristallinen Kern sehr bald so weit verwischt, daß fast nur mehr der letztere erkennbar ist.

Wie im Hauptwerke beschrieben, besitzen die Produkte des Mont Pelé die Zusammensetzung eines Hypersthenandesits von bald mehr glasiger, bald hyalopilitischer Ausbildung. Zu den letzteren Gesteinen gehören solche mit einem großen Quarzgehalt, von deren Verbreitung soeben eingehender gesprochen wurde. Nach Lacroix' Auffassung sind diese quarzführenden Andesite, die im übrigen dieselbe chemische Zusammensetzung haben wie die quarzfreien, in den inneren, langsamer erstarrenden Teilen der Staukuppe gebildet; dazu betont Verf. auch neuerdings, wie in seinem Hauptwerke, daß der Quarz keine Ausscheidung aus der erkaltenden Schmelzlösung sein könne, sondern daß er erst späterhin durch Mineralisatoren im verfestigten Gestein gebildet worden sei. Als Mineralisator komme Wasserdampf in Betracht. Da die Quarzführung des Mont Pelé-Gesteins zweifellos vollkommen derjenigen der übrigen quarzführenden Andesite und der Dazite entspricht, so muß hier auf Lacroix' Ausführungen näher eingegangen werden.

Unter Hinweis auf die bisherigen Methoden der künstlichen Quarzdarstellung im Laboratorium hält es Lacroix für unmöglich, daß dieses Mineral ohne Zutun von Mineralisatoren aus dem Silikatschmelzflusse kristallisieren könne. Es sei ferner unmöglich, daß der Quarz sich aus dem Glase gebildet habe, als dieses nicht mehr flüssig war. Das Stabilitätsgebiet des Quarzes reicht nur bis etwa 800°, bei höherer Temperatur würde sich Tridymit gebildet haben. Brun hat Dünnschliffe eines vitrophyrischen Andesits vom Mont Pelé erhitzt und die Temperatur, bei welcher diese sich unter Aufweichung zu deformieren begannen, zwischen 904 und 938° bestimmt; die Hitze, bei welcher das Glas so weit erweicht war, daß sich daraus Fäden ziehen ließen, maß Brun zu 1050°. Diese Temperaturen, welche nach Lacroix' Meinung auch durch Druck und die Anwesenheit von Wasserdampf und Alkalichloriden kaum eine wesentliche Erniedrigung erfahren würden, sind höher als die obere Bestandsgrenze des Quarzes, der sich demnach im „festen" Glase gebildet haben müsse, was nur unter dem nachträglichen Einfluß von Mineralisatoren möglich sei.

[Zweifellos ist dieser Gedankengang nicht richtig. Denn der Versuch Brun's zeigte nur, daß bei etwa 920° das Andesitglas so weich wird, daß sich ein Dünnschliff desselben unter seinem eigenen Gewicht biegt; an sich besteht die Möglichkeit, daß das sich vielleicht monatelang abkühlende kieselsäurereiche Glas (mit etwa 72,4 % SiO_2) auch bei Temperaturen unter 800° eine Entglasung unter Quarzbildung erfahren habe. Es ist untunlich, zumal bei so nahen Temperaturgebieten einen „festen" und „flüssigen" Zustand des Glases zu betonen, wo es sich doch nur um eine geringere und eine größere Zähigkeit handeln kann. Ref.]

Tridymit ist mehr oder weniger verbreitet in den hyalopilitischen Abarten des Gesteins, sowohl den quarzfreien wie den quarzführenden.

Der Staukuppe des Mont Pelé analoge Bildungen sind nach der Erfahrung Lacroix': die Pitons du Carbet auf Martinique (Dacit), die Staukuppe der Soufrière auf Guadeloupe und die kraterlosen Puys, insbesondere der Puy de Dôme in der Auvergne.

Indem Verf. sich im weiteren einem Vergleich zwischen der Eruption des Mont Pelé und der des Vesuv im Jahre 1906 zuwendet, unterscheidet er zunächst die Typen der vulkanischen Explosionen wie folgt:

1. Der Typus Hawai: äußerst leichtflüssige Lava, gibt fast nur fontänenartige Aufspritzungen.

2. Der Typus Stromboli: leichtflüssige Lava wird durch mehr oder minder heftige Explosionen zerspratzt; die niederfallenden Auswürflinge bilden oft fladenartige Schlacken.

3. Der Typus Vulcano: die sehr schwerflüssige Lava bildet bereits im Krater eine oberflächliche Decke, durch deren Widerstand die Wucht der Explosion gesteigert wird. Ist die Lavadecke nur sehr zähe und noch nicht ganz erstarrt, so entstehen die innerlich aufgeblähten, scharfkantigen „Brotkrustenbomben", ist sie im Moment der Durchsprengung schon mehr oder weniger fest, so werden kantige Blöcke ausgeschleudert.

4. Der Typus Mont Pelé: diese Art von Explosionen spielt sich gleichfalls unter verfestigter oder fast verfestigter Lava ab und ist gekennzeichnet durch die enorme Masse ausgeschleuderten Materials. Dem Tppus Mont Pelé sind die heißen, abwärts stürmenden Ausbruchswolken eigentümlich, wie sie bisher nur am Vulkan von Martinique und an der Soufrière auf St. Vincent beobachtet worden sind. Indessen ist die Art und Weise, wie die hier unter dem gleichen Typus gemeinten Erscheinungen zustande kommen, eine sehr verschiedene: auf St. Vincent schossen die mit festen Massen beladenen Wolken aus einem tiefen, offenen Krater vertikal empor, das ausgeschleuderte Material stürzte teils in den Krater zurück, teils glitt es, nachdem es beim Niederfallen auf den Abhängen des Berges angelangt war, in dichter Masse, lawinengleich, nach Lacroix' Ausdruck wie „eine Emulsion von Gas und festen Produkten", nach der Tiefe. Diese Art verheerender Wolken war am Mont Pelé nur selten. Vielmehr erhielten dort die meisten heißen Wolken ihre Abwärtsbewegung außer durch die Schwere vor allem auch durch den Stoß schief nach abwärts gerichteter Explosionen; diese fanden nicht in einem Krater statt, sondern sie durchbrachen gleich Minen gewisse seitlich gelegene Stellen der Staukuppe, ohne jeweils eine klaffende Ausbruchsöffnung zu hinterlassen.

Ähnliche Einteilungen sind auch von anderen Vulkanologen vorgenommen worden, so von Mercalli (I vulcani attivi della terra. 1907), dessen Typen denjenigen Lacroix' ziemlich nahestehen.

Mag auch für bestimmte Vulkane die eine oder andere Art der explosiven Äußerungen charakteristisch sein, mögen auch bekanntermaßen die Krater mit sauren Laven mehr zu vulcanianischen, solche mit basischem Magma mehr zu strombolianischen Ausbrüchen neigen, der Typus der Explosionen ist doch nur abhängig vom jeweiligen Zähigkeitsgrad der Laven, und dieser kann an demselben Vulkan zu verschiedenen Zeiten ein verschiedener sein.

Mit dem Namen „trockene Lawinen" (avalanches sèches) hat Lacroix eine gelegentlich der Vesuveruption von 1906 häufig beobachtbare, den heißen Wolken des Mont Pelé entfernt ähnliche Erscheinung beschrieben;

in Wirklichkeit handelte es sich nur um das lawinenartige Abgleiten gelockerter vulkanischer Anhäufungen von ihrer steilen Unterlage. Diese Lawinen haben selbstverständlich auf ihre Weise auch große mechanische Wirkungen ausgeübt; u. a. waren ihre Bahnen durch tief ausgegrabene, an Regenrillen erinnernde Furchen in der lockeren Bedeckung des Vulkans zu verfolgen.

In dem Abschnitte „Pompéi et Saint-Pierre" widerlegt Verf. mit Gründen, denen jeder aufmerksame Besucher Pompeis beistimmen wird, die insbesondere von Heilprin vertretene Auffassung, daß der Untergang letzterer Stadt gleichfalls durch heiße Wolken herbeigeführt worden sei. Alles spricht auch weiterhin dafür, daß ein intensiver Lapilli- und Aschenregen Pompei verschüttet habe. **Bergeat.**

A. Penck und Ed. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Von der Sektion Breslau des deutsch-österr. Alpenver. gekrönte Preisschrift. 3 Bände. Leipzig 1909. 6. bis letzte Liefg. 545—1176. (Vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -51-; 1905. II. -39-.)

Zweites Buch. Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen.

II. Linth-, Reuß-, Aare- und Rhonegletscher auf schweizerischem Boden (von Ed. Brückner).

Zwischen dem Linth-Reußgletscher und dem Aare-Rhonegletscher lag ein ausgedehntes, eisfreies Gebiet, der Napf mit seinen Vorbergen. Der Aare-Rhonegletscher staute sich gegen den Jura und seine Eiskante, die gegenüber dem unteren Rhonetal am Mt. Chasseron und Tendre zur Würmzeit ihre größte Höhe mit etwa 1200 m erreichte (d. h. 240 m tiefer als zur Rißzeit), senkte sich nach NO. auf nur noch 480 m; hier bei Wangen a. d. Aare lag die Stirn des Nordarmes des Gletschers. Gegenüber dem Rhonegletscher sind die in ihm aufgehenden Talgletscher (Aare-, Saane etc.) bedeutungslos. Rückzugsmoränen sind am Nordostarm des rhodanischen Gletschers nur schwach, deutlich dagegen am Südwestarm entwickelt; der ungeheure Abstand (über 100 km) der innersten Rückzugsmoräne von der äußersten Jungmoräne ist durch die Stauwirkung des Jura verursacht. Die Rhone mündet mit übertieftem (ca. 300 m) Trichter in den Genfer See; in ihm lassen sich auch wieder die beiden alten Landoberflächen (der Mindel-Riß-Interglazialzeit in etwa 950 m und die präglaziale in etwa 1250 m Höhe) nachweisen. Genfer See wie Neuenburger Seengruppe (Stamm- und Zweigbecken) sind durch glaziale Erosion in der präglazialen Landoberfläche gebildet. Ebenso wie das Arvetal ist auch das Aaretal übertieft und sein langes, schmales Zungenbecken wird durch 2 Bodenschwellen bei Thun und Interlaken (Bühl- bezw. Gschnitzstadium) in 3 Teile gegliedert.

Es ergibt sich allenthalben das gleiche Bild, daß von den 4 Vereisungen nur die beiden jüngsten ausgebreitete Moränen hinterlassen haben. Fossil- bezw. Kohlenfunde lehren, daß ein mildes Interglazialklima die

Eiszeiten trennte, gestatten Schlüsse auf die Schwankungen beim Rückzuge. Das Bild des Rückzuges ist bei allen Schweizer Gletschern dasselbe und entspricht völlig dem ostalpinen Bilde. Um die Gletscher aus ihren heutigen Höhen bis an den Ausgang der Alpentäler zu bringen, bedurfte es einer erheblichen Klimaänderung; dann aber genügten ganz geringe Änderungen, um eine Ausbreitung des Eises über das Vorland zu veranlassen. Die Würm-Schneegrenze verläuft parallel der heutigen, 300 m höher liegenden Waldgrenze; der Abstand von der heutigen Schneegrenze beträgt rund 1150 m. Die Riß-Schneegrenze lag nur etwa noch 100 m tiefer.

Der folgende Abschnitt (p. 589—603) bespricht die geomorphologischen Ergebnisse im schweizerischen Mittelland in knapper Zusammenfassung, Ergebnisse, die sich im wesentlichen ganz mit den in den übrigen Alpen gewonnenen decken. Die mittlere Abtragung des schweizerischen Mittellandes bestimmt Brückner zu rund 250 m.

Das Nährgebiet der helvetischen Gletscher. Am höchsten stand das Eis im oberen Rhonetal (2800 m); im Bereich der heutigen Gletscher lag die Eisoberfläche (der Würmeiszeit) nur wenige hundert Meter über den heutigen Zungen (zur Rißzeit um ca. 150 m höher); es war trotz der außerordentlichen Mächtigkeit aber kein Eisstromnetz, wie in den Ostalpen (es gab nur 4 Bifurkationen); die höchsten Kämme überragten um 1000 und mehr Meter das Eisniveau; infolgedessen tritt die Bedeutung der Kare sehr zurück, dagegen ist Trogform und Übertiefung besonders großartig. Die Betrachtung der präglazialen Talböden ergibt für die Präglazialzeit das Bild einer reifen Tallandschaft; seither sind die Schweizer Alpen von wesentlichen Dislokationen nicht mehr betroffen.

III. Der Rhonegletscher auf französischem Boden und der Isèregletscher (A. Penck).

Wirkungsvoller als nach NO. setzt sich das stauende Hindernis des Kettenjura nach SW. bis zum Anschluß an die Alpen fort; so wird hier das ganze Eis von Rhone, Arve und der Isère nebst ihren Nebentälern bis zum Dractal zu einer gewaltigen Eismasse, dem rhodanischen Gletscher zusammengefaßt und ein Eisstromnetz von mehr als 100 km Breite überspinnt den Jura dort, wo er sich an die Alpen angliedert, und breitet sich dann zu einer großen fächerförmigen Vorlandvergletscherung aus. Etwas abweichend von den französischen Anschauungen schildert Penck die Schotterterrassen der drei großen Schottergebiete, der Gegend von Lyon, der Dombes nördlich davon und des Bièvre-Valloiretales und zeigt die Übereinstimmung mit den Verhältnissen auf der Nordseite der Alpen. Während sich die Altmoränen stark dem Lauf der Saône (damals See) und Rhone nähern, bleiben die Jungmoränen weit dahinter zurück (am Rhonegletscher 25—35 km) und zeigen das Zerfallen des rhodanischen Gletschers in seine Bestandteile. Für die Riß-Würm-Interglazialzeit ergibt sich eine sehr lange Zeitdauer: es fand in ihr ein Klimawechsel statt: ozeanischem Klima mit Walddecke (Hirsche, *Rhinoceros Mercki* etc.) folgte kontinentales Klima mit Lößbildung, Steppe (Pferde, *Rh. tichorhinus* etc.). Während

die Schneegrenze im Winkel zwischen helvetischem und rhodanischem Gletscher ebenso hoch war wie am Nordsaum der Alpen, lag sie an der alpinen Südflanke des rhodanischen Gletschers um 300—400 m höher. Anschließend verfolgt Penck die Glazialbildungen in die Alpen hinein.

Aus der Gliederung der Schotter und Moränen ergibt sich die Wiederkehr derselben 4 Eiszeiten, die auf der Nordseite der Alpen und in der Schweiz erkannt wurden.

Der Umkreis des rhodanischen Gletschers ist durch den Reichtum an Funden für die Urgeschichte des Menschen wichtig; Penck gibt p. 716 nebenstehende chronologische Tabelle (p. -51-).

Drittes Buch. Die Eiszeiten in den Südalpen (A. Penck).

Südlich des rhodanischen Gletschers, in der alpinen Gebirgsumrahmung der Provence flaut die Vereisung stark ab, die eiszeitliche (Würm-) Schneegrenze steigt bis zum 44.° auf etwa 2000 m Meereshöhe und sinkt erst weiter nach O. zu um ca. 200 m. Dementsprechend bleiben allenthalben die Gletscher im Gebirge stecken; das gilt selbst von dem größten, dem Durancegletscher. So ist die Provence unvereist geblieben und der 44. Breitengrad bezeichnet die Südgrenze der eiszeitlichen Vergletscherung. (Gerade das Durancetal ist von besonderer Wichtigkeit geworden, geht doch von hier die Kilian'sche Theorie der Übertiefung durch fluviatile Erosion aus. Durch die Breite der Untersuchungsbasis kann Penck ihre Unzutreffendheit erweisen.)

In den piemontesischen Alpen war die Vergletscherung ungleich geringer als auf der französischen Seite; die zahlreichen kleinen Gletscher bleiben mit wenigen Ausnahmen im Gebirge stecken; hieran ist neben orographischen Ursachen (steiler Abfall, kurze Täler) die relativ zu hohe Lage der eiszeitlichen (Würm-)Schneegrenze schuld (p. 773).

Das Bild, welches die eiszeitliche Gletscherentwicklung am Südabfall der Alpen bietet, ist wesentlich anders als jenes am Nordabfall: dort gewaltige Eisfächer der Vorlandvergletscherung, hier keine Vorlandvergletscherung, sondern meist isolierte Gletscherzungen, welche großartige Moränenamphitheater (mit Mittelgebirgshöhen) aufgebaut haben, aber die Schotterfelder bilden zusammen eine große Aufschüttungsfläche, die Poebene. Bei ihrer geringen Meereshöhe ist kaum Möglichkeit zur Talbildung und so liegen die Schotter der 4 Vereisungen übereinander in gewaltiger Mächtigkeit (Quartär bei Mailand über 146 m mächtig). Nur an den Moränen blättern sie bisweilen auf und ergeben Aufschlüsse. Das Material der Poebene entstammt der Abtragung der Alpen und wurde zumeist von den eiszeitlichen Gletschern herbeigebracht. (Ausfüllung der Geosynklinale zwischen Alpen und Apennin bei gleichzeitiger Flexurbildung, die im Quartär andauert: Hebung der Alpen, Senkung der Poebene.)

Als insubrische Gletscher faßt Penck die Gletscher des Tessin- und Addagebietes zusammen. Ihr Zuzugsgebiet reicht von Monte Rosa und Gotthard bis zum Ortler; so erreichen sie durch Konfluenz im Hochgebirge so große Masse, daß sie, ein gewaltiges Eisstromnetz, sich im

	Zeiten	Fauna	Herrschende Tiere	Steinindustrie	Beinindustrie	Paläolithische Funde	Prähistorische Epochen
	Post-Bühl	Mitteleuropäische	Hirsch	In Verfall	Hirschhorn	Sous-Sac Schweizersbild oben	Tourassien
	„		„	Madeleinetypus	„	Les Hoteaux oben	
Würm	Bühl	Arkt.-alpinische	Renntier		Renngeweih	Schweizersbild unten Les Hoteaux unten Schussenried	Magdalénien
	Achen	„	Mammut		Elfenbein	Keßlerloch	
	Maximum	„				Solutré oben?	Solutréen
	Präwürm	„				Solutré oben Lößfunde	
Riß-Würm	Steppenphase	„	Pferd	Moustiérientypus		Solutré unten	
	Waldphase	Mitteleuropäische	*Elephas antiquus* *Rhinoceros Mercki*	„		Villefranche	Moustiérien
Riß	Eiszeit	Arkt.-alpinische	Höhlenbär	Altpaläolithisch		Villereversure	

niederen Gebirge fächerförmig ausbreiten können und in typischer Diffluenz die Poebene erreichen, wo sie ihre Zungen zu einer einheitlichen Vergletscherung verknüpfen. Außerordentlich großartig ist die Talübertiefung im insubrischen Gebiet und ihr im wesentlichen ist die Entstehung der großen Seen (Lago maggiore, Comer See etc.) zuzuschreiben. Die Bergamasker Alpen zeigen auf weite Strecken den Charakter unvergletschert gebliebener Alpentäler; erst im Ogliotal erreicht ein größerer Gletscher wieder die Poebene.

Der großartigste aller südalpinen Gletscher ist der Etschgletscher, dessen ungeheure Eismassen vom Ortler bis zum Venediger, von Adamello und Dolomiten bei typischer Diffluenz durch die Gardaseefurche die Poebene erreichen und hier das großartigste Moränenamphitheater aufbauen (33 km weit vorgeschoben mit Moränenhöhen bis ca. 500 m). Auch am Etschgletscher wiederholt sich die Beobachtung, daß die Würm-Schneegrenze gebirgseinwärts ansteigt (1800—2000 m bei Bozen-Trient gegen ca. 1600—1700 m am Alpensaume). Höchst wichtig ist gerade die Umgebung des Gardasees durch die selten reiche Folge von Glazialbildungen, die sich bis in die Günzzeit zurückverfolgen lassen; ja, unter vermutlich der Günzeiszeit angehörenden Schottern sind pliocäne Diatomeenmergel gefunden (p. 877 f.).

Großartig wie nirgends wieder in den Alpen ist die Übertiefung des Etschtales und seiner Verzweigungen. Der Gardasee ist eine Wanne am Boden eines bereits zur Pliocänzeit vorhandenen, später aber durch glaziale Erosion bedeutend vertieften und z. T. auch abgedämmten Tales, welches bis 280 m unter das Meeresniveau hinabreicht. Von einem Rücksinken der Alpen kann keine Rede sein; im Gegenteil, aus der Verfolgung der Gesimse ergibt sich ein pliocäner und ein präglazialer Talboden wie im Isèretal — im Wallis war es ein präglazialer und ein interglazialer — und wir lernen eine recht beträchtliche postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes (Hebung der Alpen bis zum Kamm der Zentralalpen, Senkung der Poebene) kennen (p. 910 f.). So treten denn neben den glazialen herrschenden Zügen auch morphologische Züge hohen geologischen Alters auf.

Eine Folge der Übertiefung bezw. der glazialen Erosion ist es, daß im Haupttal kaum glaziale Ablagerungen vorhanden sind; diese werden auf die Nebentäler beschränkt, welche unter Umständen förmlich zugeschüttet bezw. abgedämmt werden. Dagegen haben wir im Haupttal infolge der durch die Übertiefung hervorgebrachten Übersteilheit der Hänge reiche postglaziale Spuren, Bergstürze, Schuttkegel (bezeichnenderweise sind die Schuttkegel kleinerer Täler häufig bedeutender als die der großen Täler) etc. Derartige Bildungen lassen sich in typischen Resten auch für die Interglazialzeiten (besonders Würm-Riß, gelegentlich auch Riß-Mindel) nachweisen. Die Lage dieser Reste im Verhältnis zum heutigen Etschtal lehrt, daß dieses während der Würm-Riß-Interglazialzeit bereits in ähnlichem Zustande gewesen ist wie heutzutage, so daß also die wesentliche glaziale Erosion bereits vorher geleistet war. Gut läßt sich allenthalben

der Rückzug der letzten Vereisung in den typischen Stadien verfolgen und deutlich kommt der Einfluß der Exposition für die jeweilige Höhe der Schneegrenze zum Ausdruck. Dasselbe Bild finden wir auch in den venezianischen Alpen.

Die venezianischen Gletscher (Ed. Brückner).

Östlich an den Etschgletscher anschließend und verschiedentlich mit ihm in Verbindung tretend entwickelten sich die Gletscher des Brenta- und Piavetales mit ihren kleinen Seitenfurchen. Im Höhepunkt der Würmzeit stauten sie in dem Längstalzug Val Sugana-Belluno eine gewaltige zusammenhängende Eismasse von ca. 100 km Länge bei 3—17 km Breite auf, die ihrerseits durch 3 Kanäle, deren bedeutendster bei Vittorio war, das Gebirge verließen. Die Schneegrenze, die hier in der nördlicheren Lage am Alpensaum in höchstens 1300 m Höhe liegt, weist in das Innere des Gebirges das typische Ansteigen zu ca. 1600 m auf. Die Moränen und besser noch die Schotter zeigen deutlich die viermalige Vereisung des Gebietes an. Die Übertiefung ist beträchtlich genug, hat aber keine Beckenformen geliefert. 300—400 m über dem heutigen Talboden liegt ein präglazialer und 200—300 m über diesem ein pliocäner; ihr Ausstreichen am Alpensaum läßt wieder die präglaziale Verbiegung sehen, eine Hebung, die am Saum ca. 300 m, im Becken von Belluno aber 450 m beträgt. Eine geringe Hebung (von 50—80 m) scheint noch während der Quartärzeit erfolgt zu sein. Entsprechend den geringeren Gebirgshöhen sind im Rückzug nur deutliche Spuren des Bühl- und Gschnitzstadiums zu beobachten; denn zur Daunzeit tauchten eben nur die schroffen Kalkklötze in die Schneeregion.

Der nächste bedeutendere Gletscher, der Tagliamentogletscher, entsteht aus vier fast gleichwertigen Hauptsträngen, die alle von der karnischen Hauptkette herabkommen und z. T. transfluierendes Eis aufnehmen. Als beträchtlicher Eisstrom erreicht er die Ebene und baut ein großartiges Amphitheater auf, dessen 3 Moränenwallsysteme denselben Rhythmus der Gletscherschwankungen der Würmzeit zeigen, wie z. B. der Linth-Reußgletscher. Entsprechend der auch heute durch Niederschlagsreichtum bedingten auffallend tiefen Lage der Schneegrenze (2500—2600 m) war sie auch zur Würmzeit sehr tief (1300—1350 m), was auf ähnliche Ursachen deuten dürfte. Der östlichste der venezianischen Gletscher, der Isonzogletscher, ganz den Kalkalpen angehörig, ist von geringerem Ausmaß und bleibt im Gebirge stecken.

Es kehren also — und das ist wichtig zu konstatieren — auf allen Seiten der Alpen genau dieselben Erscheinungen wieder.

IV. Buch. Die Eiszeiten im Bereich der Ostabdachung der Alpen.

(**Savegletscher**: Ed. Brückner. **Drau-Murgletscher**: A. Penck.)

Im Osten der Alpen, wo die Ketten auseinandergehen, spielt die Längstalentwässerung, die tief in das Herz des Gebirges zurückgreift, eine Hauptrolle. Weite Becken tektonischen Ursprungs und jungtertiären Alters

sind den 3 großen Längstälern (Save, Drau, Mur) eingeschaltet. Durch die Verschiebung der größten Meereshöhen auf die südlichen und nördlichen Kalkalpen kommt es in der Ostabdachung der Alpen zur Entwicklung dreier großer ostwärts gerichteter Längstalgletscher, die in ihrem Nährgebiet in vielfacher Verbindung untereinander und mit den benachbarten Gletschern vor allem der Südalpen stehen.

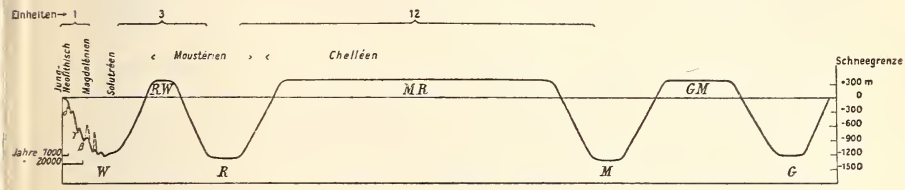
Der Savegletscher, im wesentlichen von den Eismassen der Julischen Alpen gespeist, war weitaus der kleinste; seine 2 Arme verschmolzen im Radmannsdorfer Tertiärbecken zu einer Zunge, die ohne erheblichere Entwicklung von Endmoränen endete. Aber deutlich zeigt sich die viermalige Vergletscherung des Gebietes, wie auch eine alte präglaziale und eine wohl miocäne Landoberfläche klar in Erscheinung treten. Die Würmschneegrenze darf auf 1400 m angesetzt werden. Die ostwärts gelegenen Steiner Alpen trugen eine eigene Lokalvergletscherung.

Der Draugletscher hatte bedeutende Dimensionen. Von den Hohen Tauern kamen ihm gewaltige Eismassen, während er im Toblacher Gebiet mit Etsch- und Piavegletscher in Verbindung stand. Aus dem obersten Nährgebiet (Isel) floß das Eis großenteils ins Gailtal über und ihm folgend setzte die Talübertiefung bei Mauthen ebendorthin über, während der eigentliche Draugletscher unbedeutend blieb. Auch weiterhin sind seine Seitenarme ihm vielfach an Größe überlegen. Die ganze Eismasse von den Hohen Tauern im Norden bis zu den Karnischen Alpen im Süden vereinigte sich bei Villach zu einem gewaltigen Gletscher, und im Klagenfurter Becken kam es zur Bildung eines 30 km breiten Eisfächers (übertiefte Furchen des [Gail-]Drautales, des Wörther und des Ossiacher Sees), der etwa 30 km östlich Klagenfurt unter Bildung beträchtlicher Jungendmoränen sein Ende erreicht — also mitten im Gebirge. Bei der geringen Meereshöhe (wenig über 500 m) endete der Gletscher wohl im Waldgebiet. Auch im Draugebiet zeigt sich das typische Ansteigen der eiszeitlichen (Würm-)Schneegrenze ins Innere des Gebirges (zu 1800 bezw. 1900 m). Neben den Resten älterer Eiszeitspuren finden sich auch der präglaziale Talboden in Gesimsen erhalten wie auch Reste des tertiären Reliefs.

Das Murgebiet, welches nur in seinem westlichen Teil eine Eiszeitvergletscherung trug, in seinem östlichen unvergletschert war, ist z. T. gerade durch diesen Gegensatz für das Studium klassisch geworden. Die Niederen Tauern (ohne ein entsprechendes Gegenüber) bilden ihr Nährgebiet. So hatte der Gletscher ein südöstliches Gefälle und der größere Teil floß (12 km breit) über den Neumarkter Sattel in das Stromgebiet der Drau über, nur eine 5 km breite Zunge folgte der Mur und endete bei Judenburg. Dem Murtale folgte auch die (nur streckenweise entfaltete) Übertiefung. In dem weiter östlich gelegenen Gebirge kam es nur zu lokalen Vergletscherungen.

Der den Abschluß der großartigen Monographie bildende **Schluß** von Albr. Penck (p. 1141—1176) ist eine mit sehr objektivem Blick geschriebene kritische Würdigung der großen Resultate und zugleich eine

erweiternde Zusammenfassung. Er gliedert sich in zwei Abschnitte: p. 1141—1152 Physiographie der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen; p. 1153—1176 Chronologie des Eiszeitalters in den Alpen. Es ist nicht möglich, im Rahmen eines kurzen Referates den reichen Inhalt dieser Abschnitte auch nur einigermaßen wiederzugeben. So sei nur die grundlegende Wichtigkeit betont. Die hier beifolgende Fig. 136 möge die Anschauungen der Verfasser über Zeitdauer und Entwicklung des Eiszeitalters vor Augen führen.



Es liegt hier ein Fundamentalwerk vor, eine nach jeder Beziehung großartige Leistung, welche Penck und Brückner nicht nur uns Geographen, nein auch der geologischen Nachbarwissenschaft geschenkt haben — das Resultat mehr denn 20jähriger Forscherarbeit, sorgsamster Detailarbeit im Felde! Es ist eine Leistung, die rein als Arbeitssumme betrachtet schon der größten Bewunderung wert ist: die systematische und fast lückenlose Erforschung und Durchforschung des gesamten Alpensystems vom Rande der Schotterfelder bis in das innerste Herz der Hochgebirge. Aber es ist zugleich eine hervorragende wissenschaftliche Tat: die sorgsame Verfolgung eines Phänomens in seinen gesamten Wirkungen über die Gesamtheit eines gewaltigen Gebirgssystemes. Der Erfolg entspricht der aufgewandten Arbeit; er ist, um nur einiges zu nennen, nicht nur eine ungeahnte Vertiefung unserer Kenntnis vom Eiszeitalter (keine Chronologie des Eiszeitalters hat das Recht, Anerkennung zu finden, die sich nicht mit der Penck-Brückner'schen gebührend auseinandergesetzt hat), sondern z. B. auch die Erkenntnis der ungeheuren Bedeutung der Eiszeit in morphologischer Beziehung: den „alpinen" Charakter verdanken die Alpen der Eiszeitwirkung. Nur diese Tatsache schon birgt für die allgemeine Geographie und Geologie, die bisher kaum aus dem Rahmen der europäischen Verhältnisse herausgetreten sind, kaum übersehbare Anregungen. Von dem, was die beiden Autoren an positiver Bereicherung unserer Auffassungen geleistet haben, ganz zu schweigen.

Der Sektion Breslau des Deutsch-österreichischen Alpenvereins gebührt unser aller Dank, daß sie die Anregung zu dieser großartigen Leistung gegeben hat. **Wilhelm Volz.**

H. F. Reid et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. XI. Rapport 1905. (Zeitschr. f. Gletscherk. 1906. 1. 161—181.)

Während des Berichtsjahres 1905 zeigten fast alle europäischen Gletscher deutliche Spuren des Rückganges. In der Schweiz befanden sich nur 3 im Zustand eines allerdings zweifelhaften Wachstums, in den Ostalpen wurde unter 61 gemessenen Gletschern bei 49 ein Rückgang, bei 5 ein stationäres Verhältnis festgestellt. Ausführliche Mitteilungen gerade über die Gletscher Savoyens, besonders des Montblanc-Massivs und der Haute-Maurienne, von Mougin und über die der Vanoise und des oberen Arctales von Girardin gemacht. Die Vignemalegletscher in den Pyrenäen wurden von L. Gaurier untersucht und teils in stationärem, teils in rückschreitendem Stadium gefunden, ähnliches gilt auch von dem Massiv von Néouvielle, das Belloc studiert hat. Aus Schweden lagen keine Beobachtungen vor, in Norwegen war der Rückgang häufiger als das Vorschreiten. Aus Asien wird über die Gletscher des Gebirges Peters des Großen berichtet, die meist in geringem Wachstum begriffen waren, während die Gletscher von Toujuksouïsk im Tian-Schan in geringem Zurückweichen getroffen wurden; dasselbe konnte von Endrzeewski für die kaukasischen Gletscher konstatiert werden. In Alaska zeigte der Shoupgletscher bei Valdez Rückzugserscheinungen, die Gletscher an der Yakutatbai, die von Tarr und Martin gemessen wurden, teils geringes Vorrücken, teils Zurücktreten. Der Muirgletscher wurde nicht untersucht, hat aber sicherlich keine bedeutenden Veränderungen erlitten. Der Paradisegletscher am Mount Rainier ist seit 1870 um 250 m, der Nisqually gletscher um 500 m in den letzten 25 Jahren zurückgegangen. Die Gletscher Britisch Columbias wiesen eine leise Abnahme auf, der Illecillewaetgletscher war weit weniger zurückgegangen als in den vorhergehenden Jahren. Aus Südamerika berichtete Pfordte über die Gletscher von Poto im Norden des Titicacasees, die seit der spanischen Eroberung keine bedeutenden Veränderungen erlitten haben können, wie Ruinen am Ende des Gletschers bezeugen. Afrika ist durch den Mubuhugletscher am Ostabhang des Ruwenzori vertreten, der in deutlichem Rückschreiten begriffen ist; eine alte Moräne findet sich in 500 m Entfernung von der Eiszunge. **A. Rühl.**

Ed. Brückner et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. XII. rapport 1906. (Zeitschr. f. Gletscherk. 1908. 2. 161—198.)

Aus diesem Bericht ergibt sich, daß im allgemeinen die Gletscher in dem Berichtsjahr 1906 im Rückgang begriffen waren. Dies zeigten zunächst alle europäischen Gletschergebiete; in den Ostalpen waren nur drei Gletscher stationär geblieben, einer im Vorrücken; bei einem Teil der norwegischen Gletscher konnte allerdings ein Wachsen beobachtet werden. In Buchara war der Pirïakhgletscher in deutlichem Vorschreiten, der Tovarbek- und Boour-almaz-Gletscher dagegen im Abnehmen. Dasselbe gilt von den

Gletschern der Rocky Mountains, mit Ausnahme des Halletgletschers; in Alaska wurde nur bei dem Malaspinagletscher ein Vorrücken festgestellt. In verhältnismäßig sehr ausführlicher Form berichten George und Vaux über die Gletschergebiete von Alberta und Britisch Columbia. Am Schlusse teilt Freshfield mit, daß nunmehr auch die Gletscher des Himalaja einer ständigen Kontrolle unterworfen werden sollen. **A. Rühl.**

Ed. Brückner et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. XIII. Rapport 1907. (Zeitschr. f. Gletscherk. 1909. **3.** 161—185.)

Das wichtigste Ergebnis dieses Berichts ist die Feststellung, daß in dem Berichtsjahr fast sämtliche Gletscher der Erde im Rückgang begriffen waren. Eine Ausnahme bilden nur die Gletscher des Jotunheim. Während hier 1904 nur 6 im Vorschreiten, 17 im Rückgang waren, rückten 1907 bereits 15 vor und 3 gingen zurück. Auch der Midagravin und der Devdorakgletscher in der Kasbekgruppe sind im Vorrücken begriffen. Ein ausführlicher Bericht liegt diesmal aus dem Pamirgebiet vor, von Poggenpohl erstattet. **A. Rühl.**

J. H. L. Vogt: Über die lokale Glaziation an den Lofoteninseln am Schlusse der Eiszeit. (Norsk Geol. Tidsskrift, Kristiania. 1907. 1. 12.)

Über die schon von Helland erwähnte lokale Vergletscherung der Lofoten werden hier zahlreiche neue Beobachtungen von den Westlofoten mitgeteilt. Es handelt sich zunächst um das Vorkommen von Endmoränen, die meist in kleinen Tälern, z. T. am Ausgang kleiner Seen liegen, und dann um Gletscherschliffe. Diese sind auf den westlichen Inseln überaus selten zu finden, da die meisten in der Nähe des Meeres durch die langandauernde Einwirkung der Brandung wieder verwischt sind. Die Richtungen der Schliffe, unter denen alle Himmelsgegenden vertreten sind, zeigen an, daß die Vergletscherung eine lokale gewesen sein muß, und zwar folgten die Gletscher überall den lokalen Vertiefungen. Mindestens die Hälfte der Inseln war damals von Gletschern überdeckt.

A. Rühl.

W. v. Lozinski: Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien. (Jahrb. Geol. Reichsanst. 1907. **57.** 683—726.)

Zu den Trägern des Karstphänomens in Podolien gehören nicht nur Kalke und Gipse, sondern auch vielfach Mergel. Die Gesteine besitzen aber hier einen ziemlich hohen Gehalt an unlöslichen Beimengungen, die sich relativ rasch zu Eluvialprodukten anhäufen, so daß im allgemeinen die Karsterscheinungen recht vergänglicher Natur sind; eine echte Karstlandschaft läßt sich überhaupt nur selten beobachten. Mit Ausnahme der Karstphänomene in den Gipslagern läßt sich keine allgemeine Regel für

die Verteilung und Häufigkeit aufstellen. Es werden dann im einzelnen die Karsterscheinungen im Bereiche der senonen Mergel, der miocänen Lithotamnienkalke und der ebenfalls miocänen Gipslager besprochen. Im Senon kann man zwei Formen unterscheiden: kesselförmige Vertiefungen über und solche unter dem Grundwasserniveau; jene entsprechen den trichterförmigen Dolinen Cvijić's, diese den sogen. Quelltöpfen (v. Knebel). Da das Grundwasserniveau wegen der geringen Schwankungen der Niederschläge ziemlich konstant ist, figurieren die Dolinen stets als Sauglöcher, die Quelltöpfe oder Fenster, wie sie Verf. nennt, als perennierende Quellen; aus dem Abfluß derartiger Fenster entsteht z. B. der Bug in der Niederung von Koltów. Ebenso weist der sehr weit verbreitete Lithotamnienkalk zahlreiche Trichter auf, sie sind jedoch auf die ebenen Flächen der Rücken beschränkt und verschwinden sofort am Rande, wo die Böschung beginnt. Da die Auslaugung hier unterirdisch stattfindet, wird dieser Prozeß „Kryptokarstphänomen" genannt. Im Gipsgebiete sind die Erdfälle so häufig, daß sie die Landschaft bereits beherrschen; ihre Entstehung wird auf den Einsturz unterirdischer Hohlräume zurückgeführt. Die Höhenlage gegenüber dem Grundwasserspiegel bestimmt, ob ein Erdfall trocken oder mit Wasser gefüllt ist. Die Untersuchungen haben den Verf. zu der Anschauung geführt, daß in jedem größeren Karstgebiete nicht ein einheitliches ununterbrochenes Grundwasserniveau, wie Grund will, vorhanden ist, sondern daß vielmehr mehrere selbständige Regime existieren. Einige Bemerkungen über akustische Begleiterscheinungen bilden den Schluß der Abhandlung. Durch die Entfernung von stets neuen Mengen von Kalkcarbonat aus dem Innern muß ein Nachsinken hervorgerufen werden, und es ist sehr wohl möglich, daß dieses von einer Detonation begleitet ist. Das Nachsinken wird vor allem bei hohem Luftdruck, aber auch zur Trockenzeit stattfinden, weil dann das Grundwasser sich erniedrigt und die wassererfüllten Klüfte verläßt. **A. Rühl.**

Petrographie.

W. F. Hillebrand: Analyse der Silikat- und Carbonatgesteine. Deutsche Ausgabe, unter Mitwirkung des Verf.'s übersetzt und besorgt von Ernst Wilke-Dörfurt. Zweite stark vermehrte Auflage der „Praktischen Anleitung zur Analyse der Silikatgesteine" von W. F. Hillebrand, deutsch von E. Zschimmer, Leipzig 1899. Leipzig 1910. 258 p. Mit 25 Fig. im Text. (Vergl. dies. Jahrb. 1898. I. -477-; 1900. I. -379-; 1902. II. -52-.)

Durch die Übersetzung von W. F. Hillebrand's: The Analysis of Silicate and Carbonate Rocks (U. States Geol. Survey Bulletin. **305**. 1907; vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1908. 48) hat E. Wilke-Dörfurt sich das große Verdienst erworben, die Methoden der Gesteinsanalysen, die in der geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten in einem Zeitraume von ca. 25 Jahren herausgebildet und erprobt worden sind, den deutschen

Chemikern zugänglich gemacht zu haben. Denn nicht nur für denjenigen, der sich ausschließlich mit Mineral- und Gesteinsanalysen beschäftigt, ist es ein Leitfaden, wie es ihn in solcher Ausführlichkeit bisher nicht gab, sondern, wie der Übersetzer betont, hebt sich das Buch aus dem in seiner Überschrift bezeichneten Einzelgebiet heraus zu einem Lehrbuch analytischer Methodik, dessen Rat man fast bei jeder Betätigung in exakten gewichtsanalytischen Arbeiten wird beherzigen müssen.

Gegenüber der von E. Zschimmer übersetzten 1. Auflage ist das vorliegende Buch stark vermehrt. Neu hinzugekommen ist der Teil über die Analyse der Carbonatgesteine, alle übrigen Kapitel haben eine beträchtliche Erweiterung und Vertiefung erfahren.

Hingewiesen sei besonders auf den Abschnitt, der die Methoden zur Vorbereitung der Gesteinsproben zur Analyse behandelt. Die kritische Prüfung des Zerkleinerns und Pulverisierens in der üblichen Weise mittels Stahl- und Achatmörser hat ergeben, daß hier eine Reihe von Fehlerquellen zu beachten sind: Verunreinigung der Probe durch das Material des Mörsers, Veränderung durch Oxydation der Ferroeisen oder durch Wasserabsorption.

Der Bestimmung des Wassergehaltes ist ein bedeutend erweiterter Raum zugeteilt. Sie gliedert sich in die Ermittlung von hygroskopischem, zeolithischem und gebundenem (Kristall-)Wasser.

Auch die Ermittlung der Dichte hat weitgehende Berücksichtigung gefunden. Es werden die Methoden zur Bestimmung der spezifischen Gewichte und der Porosität von Gesteinen einer genauen Prüfung unterzogen, so daß das Buch auch für solche Messungen ein guter Wegweiser ist.

Auf die Einzelheiten der analytischen Methoden einzugehen, würde hier zu weit führen. **R. Nacken.**

F. H. Hatsch: Text-Book of Petrology. 5. edit. 404 p. London 1909.

Das Buch, dessen erste Auflage im Jahre 1891 erschien, zerfällt in vier Hauptteile. Der erste Teil behandelt die physikalischen Eigenschaften der Eruptivgesteine. Zu diesen gehört die Art des Auftretens in Stöcken, Domen, Gängen, Adern, Apophysen, Necks, Lakkolithen, Bysmalithen, Schwellen, Lavaströmen und Tuffen; ferner die äußere Struktur, die z. T. durch die verschiedenen Absonderungsformen hervorgerufen wird. In diese Abteilung fällt das Auftreten der Gesteine in massigen und Lagerungsformen, die Fluidalstruktur, die Schieferstruktur, die Perlitstruktur, die Mandelsteinstruktur, die drusige oder mariolithische Struktur. Die Textur oder Mikrostruktur unterscheidet kristalline, hypokristalline und glasige Gesteinstypen. Es werden bei dieser Gelegenheit die verschiedenen Arten der Mikrolithe, die skelettförmig gebildeten Kristalle, die Fluktuationsstruktur und die Sphärolithe besprochen, denen eine kurze Diskussion der Kristallisationsbedingungen des Silikatmagmas und der Versuche von Lagorio, Harker, J. H. L. Vogt, Sorby, Crosby und Miers angereiht ist. Die idiomorph und allotriomorph

begrenzten Kristalle treten zusammen und bilden die Strukturen des Gesteins, welche als Juxtapositionsstruktur, wozu die körnige Struktur gehört, als Interpositionsstruktur, wozu die granophyrische und poikilitische Struktur zu rechnen sind, und porphyrische, sphärolithische und gebänderte Struktur getrennt sind. Der letzte Absatz behandelt die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Gesteine, d. h. das Mengenverhältnis der in den Gesteinen auftretenden Elemente und Mineralien, sowie die nach dem Festwerden der Gesteine eintretenden Änderungen: die Pneumatolyse, den Hydrothermalmetamorphismus, den Kontaktmetamorphismus, den Dynamometamorphismus und die Verwitterung.

Der zweite Hauptteil bringt zunächst die Klassifikation der gesteinsbildenden Mineralien als wesentliche und akzessorische, primäre („original") und sekundäre, authigene und allogene. Sehr bequem für den praktischen Gebrauch ist die Zusammenstellung der Mineralien nach der Farbe in Dünnschliffen als farblose, leicht gefärbte, gefärbte und opake für die wesentlichen, akzessorischen und Kontaktmineralien. Sodann wird die Erscheinungsweise der Mineralien u. d. M. in der äußeren Umgrenzung, der Mikrostruktur — wozu die Einschlüsse gehören — und der Doppelbrechung angegeben. Darauf werden die gesteinsbildenden Mineralien im einzelnen beschrieben: Quarzgruppe, Feldspatgruppe, Gruppe der Feldspatvertreter, Amphibol-, Pyroxen-, Olivin-, Glimmer-, Granat-, Turmalin-, Epidot- und Apatitgruppe, Flußspat, Eisenerze, Spinelle, Titansäuregruppe, Gruppe der Carbonate, Zeolithe und Chlorite, Serpentin, Kaolin und die folgenden Kontaktmineralien: Andalusit, Sillimanit, Cyanit, Staurolith, Cordierit, Vesuvian, Axinit, Topas, Datolith und Korund.

Im dritten Hauptteil geht Verf. zur Beschreibung der Eruptivgesteine über. Er teilt sie in plutonische Gesteine (Tiefengesteine) mit den Familien der Granite, Syenite, Monzonite, Diorite, Alkali-Gabbro und Gabbro, hypabyssische Gesteine (Ganggesteine) mit den Familien der Quarzporphyre, Syenitporphyre, Porphyrite, Dolerite, Mugearit-Teschenite, Aplit-Pegmatite, Bostonite, Tinguait-Sölvsbergite, Lamprophyre, Monchiquit-Alnöite, Perkinite (d. h. Pyroxenite, Diallagite, Websterite, Hypersthenite, Hornblendegesteine, Hornblende-Pyroxenfelse und Eklogite), Pikrite, Peridotite und des Serpentins, und in vulkanische Gesteine (Ergußgesteine) mit den Familien der Rhyolithe, Trachyte, Trachy-Andesite, Andesite, Basalte, Alkali-Basalte und Limburgit-Augitite.

Im vierten Teil gibt Verf. eine Zusammenstellung des Vorkommens der soeben beschriebenen Gesteinsgruppen auf den Britischen Inseln, vom Süden mit Devon und Cornwall beginnend und über Wales, Schottland und Irland bis zu den nordschottischen Inseln vorwärts schreitend. Es sind dieser interessanten Darstellung zahlreiche kleine geologische Skizzen beigegeben.

Außerdem enthält das Buch viele instruktive Abbildungen und am Schluß eine Bestimmungstabelle der wichtigsten Mineralien in Dünnschliffen.

M. Belowsky.

A. Harker: The Natural History of Igneous Rocks. London 1909. VI u. 384 p.

J. P. Iddings: Igneous Rocks, Composition, Texture and Classification. Bd. I. New York 1909. XII und 464 p.

Die intensive Anwendung physikalisch-chemischer Methoden auf die Probleme der Petrographie erheischte gebieterisch zusammenfassende Darstellungen unseres Wissens über dies Kapitel. Gleichzeitig erschienen in englischer Sprache zwei Werke, die beide die Ergebnisse der physikalischen Chemie auf das ausgiebigste berücksichtigen, gleichwohl aber sich in mancher Hinsicht voneinander unterscheiden.

Harker betont von Anfang an das geologische Moment, die engen Beziehungen von Petrographie und Petrogenie mit der Geologie, insbesondere auch ihre Bedeutung für die historische Geologie. Daher handeln die ersten Kapital vorwiegend über Geologisch-petrographisches. Kap. 2: Vulkanismus, Kap. 3: Intrusionsvorgänge, Kap. 4: Petrographische Provinzen, Kap. 5: Beziehungen zwischen verwandten Gesteinen (Eruptionsreihenfolge, magmatische Differentiation etc.). Die folgenden Kapitel führen in die Kristallisationsvorgänge der Magmen ein, wobei Verf. vielfach den Arbeiten von Vogt folgt. Kap. 6 bespricht die chemische Zusammensetzung der Magmen, Schmelzpunkte u. a. der Gesteinsgemengteile, Kap. 7 behandelt die Magmen nach chemischen und chemisch-physikalischen Gesichtspunkten, Kristallisationsreihenfolge, Temperaturverhältnissen. In Kap. 8 werden die Kristallisationsvorgänge im allgemeinen, in Kap. 9 die Wirkung der Übersättigung im Schmelzfluß, Korngröße, Viskosität u. dergl., in Kap. 10 die Verhältnisse des Isomorphismus und der Mischkristalle besprochen. Kap. 11 berichtet über die Strukturen der Eruptivgesteine, Kap. 12 gibt einen Überblick über die Wirkungsweise der Mineralisatoren und der pneumatolytischen Vorgänge, die Pegmatitbildung und gewisse Kontakterscheinungen, Kap. 13 bespricht die magmatische Differentiation und ihre verschiedenen Erklärungsmöglichkeiten, Kap. 14 die Vorgänge der Magmenvermischung (Hybridismus).

Das Schlußkapitel handelt von der Systematik der Eruptivgesteine. Bemerkenswert ist die Schärfe, mit der Verf. das quantitative System der Amerikaner ablehnt. Er selbst gibt keine eigene Klassifikation an, hält jedoch im Anschluß an Vogt und Becker die Berücksichtigung chemischer, insbesondere der eutektischen Verhältnisse von Wichtigkeit für ein der Zukunft vorbehaltenes „natürliches System“.

Das Iddings'sche Werk tritt von einer wesentlich anderen Seite an das Problem heran. Es geht aus von der „grundlegendsten und wichtigsten Eigenschaft der Eruptivgesteine, ihrer chemischen Zusammensetzung“ und derjenigen der Gesteinskomponenten (Kap. 1 und 2). Nachdem sodann in Kap. 3 in knapper aber recht vollständiger Weise ein Überblick über diejenigen allgemeinen physikalischen und physikalisch-chemischen Gesetze gegeben worden ist, die

auf die Gesteinsmagmen anwendbar sind, wird deren Wirksamkeit im speziellen dargelegt und ihre Bedeutung für die Mineralbildung im Magma z. T. an der Hand von Beispielen erörtert (Kap. 4 und 5). Von den Vorgängen der Kristallisation wird die weitere Betrachtung naturgemäß hinübergeleitet zu den Texturverhältnissen (= Struktur), die nach dem bekannten Schema des amerikanischen Systems angeordnet sind (vergl. das Ref. im Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 677 und dies. Jahrb. 1908. II. -350-). Darauf folgt eine ausführliche Besprechung der magmatischen Differentiation (Kap. 7) und ihrer geologischen und petrographischen Begleiterscheinungen, sodann eine kurze Darstellung des geologischen Auftretens der Eruptivgesteine (Kap. 8).

Der zweite Teil des Bandes behandelt Nomenklatur und Systematik. Einer kurzen historischen Skizze (Kap. 1) folgt im Kap. 2 ein „qualitatives System", im wesentlichen nach Rosenbusch und Zirkel auf Mineralbestand und Struktur gegründet, doch ohne genetische Gesichtspunkte. Kap. 3 bringt einen Abriß des quantitativen Systems (vergl. das genannte Ref. im Centralbl. f. Min. etc.) in knapper und übersichtlicher Darstellung.

Der zweite, in Vorbereitung befindliche Band wird eine systematische Beschreibung der Eruptivgesteine und ihrer Verteilung nach petrographischen Provinzen enthalten. In ihm wird das quantitative System seine Lebensfähigkeit und allgemeine Anwendbarkeit zu beweisen haben.

O. H. Erdmannsdörffer.

J. V. Lewis: Petrography of the Newark Igneous Rocks of New Jersey. (Ann. Rep. Geol. Surv. N. Jersey. 1907. 100—167. Taf. X—L. 1908.) [Vergl. p. -71—73-.]

Die Arbeit gibt eine Zusammenstellung des Bekannten und Ergebnisse eigener geologischer und petrographischer Untersuchungen des Verf.'s über die triadischen Intrusiv-Quarzdiabase von Newark, die u. a. die bekannten Palisaden am Hudson bilden, über deren Kontaktmetamorphose, die bekanntlich (vergl. u. a. Andreae und Osann's Untersuchungen) Tiefengesteinscharakter trägt, und über die effusiven basaltischen Gesteine desselben Schichtsystems. Von den Eruptivgesteinen werden einige neue Analysen mitgeteilt, auch von einigen Kontaktgesteinen, doch leider nicht so, daß man Ausgangsmaterial und Umwandlungsprodukte vergleichen kann. Es werden genannt: Biotithornfels, Chlorithornfels, Augithornfels, Augitbiotithornfels, Cordierithornfels („Spilosit"), Cordierit-Augit- und Turmalinnarkose, Skapolithhornfels, Vesuvianhornfels, kalkige Hornfelsbreccie. Die zahlreichen Abbildungen geben instruktive Darstellungen der Vorkommnisse und der Gesteinsstrukturen.

A. Intrusive Diabase.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO_2	60,05	51,34	51,88	50,40	52,48	49,62	51,14	51,03	49,02
TiO_2	1,74	3,47	1,35	1,35	1,30	1,01	1,13	0,93	0,99
Al_2O_3	11,88	12.71	14,53	15,60	14.98	10.51	12,99	11,92	10,14
Fe_2O_3	3.22	2,65	1,35	3,65	1,13	0,64	1,50	1,52	1,54
FeO	10,21	14,14	9,14	6.30	9,25	12,02	9,14	10,85	10,46
MnO	0.28	0,36	0,10	0,06	0,27	0,09	0,16	0,15	0,16
MgO	0,85	3,60	7,78	6,08	7,75	15,98	11,58	12,08	17,25
CaO	4,76	7,44	9,98	10,41	10,83	7.86	10,08	9,22	8,29
Na_2O	4,04	2,43	2,06	2,57	1.87	1,40	1,72	1,50	1,59
K_2O	2.10	1,44	0,93	0,62	0,43	0.55	0,52	0,39	0,40
H_2O	0.87	0,87	1,09	2,69	0,41	0,87	0,73	0,71	0,75
P_2O_5	0.52	0,20	0,14	0,16	0,13	0,16	0.06	0,08	0,11
	100,52	100,71	100,33	99,89	100,83	100,71	100,75	100,38	100,70
Sp. Gew.	2,872	3,089	2,98	2,89	3,110	3,118	3,051	3,122	3,152

I. Quarzdiabas, Tunnel bei Homstead.
II. „ Jersey City.
III. Basaltischer Diabas, Weehawken.
IV. „ „ New York Susquehanna und West. Bahn Tunnel.
V. Diabas, Weehawken.
VI. Olivindiabas, Weehawken.
VII. Diabas, Englewood Cliff.
VIII. „ grob, Englewood Cliff.
IX. Olivindiabas, Englewood Cliff.

B. Effusive Basalte.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO_2	50.19	51,09	51,77	51,82	51,84	49,68	49,17	49,71
TiO_2	1,13	1,30	1,13	1,17	1,22	1,39	1,50	1,53
Al_2O_3	14,65	14,23	14,59	14,18	15,11	14,02	13,80	13,66
Fe_2O_3	3,41	2,56	3,62	0,57	1,78	4,97	4,90	5,49
FeO	6,96	7.74	6,90	9,07	8,31	9,52	10,61	9.51
MnO	0.07	0,25	0.05	0.13	0,09	0,18	0,07	0,13
MgO	7,95	7,56	7,18	8,39	7,27	5,80	5,04	6,13
CaO	9,30	10,35	7,79	8,60	10,47	6,50	9,87	5,85
Na_2O	2,64	1,92	3,92	2,79	1,87	3,49	2,21	4,51
K_2O	0,75	0,42	0,64	1,26	0,34	1,41	0,54	0,37
H_2O	3,04	1,67	2,31	1,70	1,89	2,43	1,77	3,14
P_2O_5	0,18	0,16	0,18	0,17	0,13	0,21	0,24	0,10
	100,30	100,25	100,08	99,85	100,32	99,60[1]	99,75[2]	100,13
Sp. Gew.	2,92	2,936	2,91	2,95	2,93	2,949	2,997	2,91

[1] + Sp. SrO.
[2] + 0,03 SrO.

I. II. III. Hartshorns Steinbruch bei Springfield und Short hills.
IV. V. Hatfield und Weldons Steinbruch, Scotch Plains.
VI. VII. VIII. Morris Cy. Cruchedstone Co.'s Bruch, Millington.
Sämtliche Analysen von R. B. Gage. **O. H. Erdmannsdörffer.**

H. P. Cushing: Asymmetric differentiation in a bathylith of Adirondack syenite (Bull. Geol. Soc. Amer. **18**. 477—486. New York 1907.)

In dem mittleren Adirondackgebiet tritt ein Batholith von Syenit auf, dessen asymmetrischer Aufbau der Einverleibung von Nachbargestein zugeschrieben wird. Der Syenit ist älter als die Grenville-Sedimente und die laurentischen Granitgneise des nördlichen New York. Er führt etwa 75% Feldspat (hauptsächlich Mikroperthit, wenig reinen Oligoklas), daneben Bronzit, Augit, etwas Quarz, Magnetit, Hornblende, Zirkon, Apatit, Biotit, Titanit, Granat, Pyrit und Orthit. Das Gestein ist gequetscht und augengneisartig. Die saureren und die basischeren Ausscheidungen treten meist am Rande, selten im Innern des Batholithen auf, die basischen zeigen größeren Reichtum an Eisen und Magnesium, während der Kalkgehalt der Feldspate nur ganz wenig steigt, und der Quarz verschwindet in den basischsten Typen fast ganz. Die basischen Randpartien grenzen bezeichnenderweise an Gabbro, die sauren an Granitgneis. Durch die chemischen Analysen werden diese Beziehungen noch mehr klargelegt. **Johnsen.**

B. L. Johnson and C. H. Warren: Contributions to the Geology of Rhode Island. (Amer. Journ. of Sc. **175**. 1—38. 3 Fig. 1908.)

I. **B. L. Johnson**: Notes on the History and Geology of Iron Mine Hill, Cumberland. (Ibid. 1—12. 1 Fig.)

II. **C. H. Warren**: The Petrography and Mineralogy of Iron Mine Hill, Cumberland. (Ibid. 12—36. 2 Fig.)

Die Verf. unterzogen die von M. E. Wadsworth als Cumberlandit bezeichnete, zeitweilig als Eisenerz abgebaute ultrabasische titanreiche Eruptivmasse, die in der Nordostecke des Staates Rhode Island den Iron Mine Hill bildet, einer erneuten Untersuchung.

I. Für den gangähnlichen Stock von elliptischem Umriß ist eine längere, N.—S. verlaufende Achse von 1200′ und eine kleinere von 500—600′ nachgewiesen; der Kontakt mit dem Nebengestein ist überall verdeckt, doch können die Dimensionen nicht erheblich größer sein. Die nächsten anstehenden Gesteine sind wesentlich Granit und metamorphe Sedimente; nur westlich von Iron Mine Hill tritt in seiner Nähe ein ziemlich grobkörniger Gabbro auf, bestehend aus Labradorit ($Ab_1 An_1$), rötlichem diabasischem Augit und ungewöhnlich viel Ilmenit in großen, mit Augit und Apatit

eng verbundenen Körnern. Über diesen Gabbro und Umwandlungsvorgänge in ihm vergl. das folgende Referat. Der gleiche Gabbro findet sich als Einschluß im Cumberlandit; Verf. schließt daraus, daß das Titaneisenerzgestein und der Gabbro nicht durch Übergänge verknüpft sind, wie es sonst so häufig der Fall ist, nimmt aber auf Grund des Reichtums an Ilmenit im Gabbro und auf Grund der geologischen Verhältnisse für beide Entstehung aus einem gemeinsamen Magma an.

II. Der Cumberlandit läßt in einer schwarzen, metallisch bis harzig glänzenden körnigen Hauptmasse (der vom Verf. gewählte Ausdruck „Grundmasse" erscheint auch vom deskriptiven Standpunkt aus nicht glücklich) farblose bis weiße Plagioklase von wechselnder Größe (durchschnittlich Tafeln von 2 mm Dicke und 1 qcm Größe, auf das Doppelte steigend, aber auch in sehr kleinen Körnern) erkennen; sie liegen gewöhnlich zu mehreren zusammen, weshalb die Textur als „cumulophyrisch" bezeichnet wird. Die optische Untersuchung wies auf die Zusammensetzung Ab^1An^1 bis Ab^3An^4, die Berechnung aus der Bauschanalyse auf Ab^3An^4; spez. Gew. 2,69. Trotz des stets deutlich hervortretenden Tafelcharakters ist die kristallographische Umgrenzung niemals scharf, Körner der Hauptmasse greifen zahnförmig ein und Zungen von Feldspat dringen in die Hauptmasse ein. Olivin und Erz finden sich im Feldspat und auf Bruchlinien und werden auf mechanische Einpressung zurückgeführt, sind mithin keine primären Einschlüsse; auch sonst weist der Plagioklas die Zeichen starker mechanischer Beeinflussung auf. Seine Menge ist dem Volumen nach 13 % der Gesteine. Die Hauptmasse löst sich unter der Lupe in ein Gemenge von Olivin und Erz auf, auf angeschliffenen Flächen erkennt man, daß das grauschwarze, bei schiefer Beleuchtung einen Bronzeschiller besitzende Erz ein zusammenhängendes Netz bildet, in dessen Maschen, etwas mehr als die Hälfte des Raumes einnehmend, Olivin liegt. Nach Ätzen der polierten Oberfläche mit HCl tritt in dem Erz eine sehr feine netzförmige Zeichnung deutlich hervor: schmale glänzende Lamellen von grauer Farbe schneiden sich oft nahezu unter 60°, in anderen Fällen nähert sich der Winkel einem rechten; der von den Lamellen freigelassene Raum wird erfüllt von einer stumpfen schwarzen Masse. Es liegt somit eine Verwachsung von Ilmenit (in Lamellen) und leichter löslichem Magnetit annähernd im Gleichgewicht vor; einzelne Körner bestehen ganz aus Ilmenit. Als Einschluß enthält das Erz zahlreiche kleine Körner von grünem Spinell, bisweilen kristallographisch gut begrenzt. Der Olivin tritt in rundlichen, im Schliff nahezu farblos durchsichtigen Körnern auf, die zwischen gekreuzten Nicols in ein Mosaik von Anedern zerfallen. Spaltbarkeit nach (001) und (010) ist auffallend gut entwickelt, die Lichtbrechung ist hoch: 1,712, ebenso das spez. Gew.: 3,728; die chemische Analyse (I) beweist, daß ein Hyalosiderit, dem Vorkommen von der Limburg im Kaiserstuhl sehr ähnlich, vorliegt. Die Olivinkörnchen werden von zahlreichen Sprüngen durchsetzt, die von Eisenerzkörnchen erfüllt sind; auch als Einschluß im Olivin sind kleine Erzaneder sehr verbreitet.

An der Grenze zwischen Feldspat einerseits, Olivin und Erz anderseits sind sehr charakteristische „reaction rims“ entwickelt, wesentlich aufgebaut aus grünlichen bis farblosen Hornblendenadeln senkrecht gegen die Grenzlinie gestellt; grenzt der Feldspat gegen das Erz, so stellt sich gern eine zweite, dem Erz zunächst liegende Zone aus Biotitfetzen ein. Die Ränder sind schmal, 0,03—0,1 mm; sie scheinen im allgemeinen an der Grenze gegen Erz etwas breiter zu sein als gegen Olivin.

Auf Grund der Struktur des Gesteins bezeichnet Verf. den Plagioklas als den ältesten Gemengteil; das zahnförmige Eindringen von Olivin und Erz, das Auftreten der Feldspatzungen etc. wird durch eine starke Temperaturerhöhung bei der Auskristallisation der 85 % des Gesteins bildenden Gemengteile Olivin und Erz erklärt, die den Feldspat über seinen Schmelzpunkt erhitzte, ohne einen Zerfall zu verursachen. Das Erz ist möglicherweise als Eutektikum anzusprechen; zur Erklärung des Verhältnisses Olivin zu Erz möchte Verf. an primär nicht mischbare Flüssigkeiten im Schmelzfluß denken.

Zur chemischen Analyse wurde eine Durchschnittsprobe aus viel möglichst frischem Material hergestellt; der hohe TiO^2-Gehalt wurde nach einer prinzipiell nicht neuen, aber sehr genauen Vorschrift von H. Fay bestimmt, auf die hier nur verwiesen werden kann (p. 23). Das Ergebnis der Analyse ist unter II mitgeteilt, II a gibt die mineralogische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten, II b in Volumprozenten. In der amerikanischen „quantitativen Klassifikation“ war order und rang, in die das Gestein gehört, bisher nicht vertreten; zur Vermeidung von Verwechslungen mit dem bekannten Cumberland in England nimmt Verf. den neuen Namen nicht von dem benachbarten, wenig bekannten Cumberland in Rhode Island, nach dem Wadsworth 1884 dieses Gestein benannt hatte, sondern von dem Staate Rhode Island; er führt daher die Namen Rhodare und Rhodase ein — das Gestein selbst wird demgemäß als Rhodose bezeichnet.

Das beschriebene frische Gestein findet sich in einem nur kleinen, nahezu zentral gelegenen Gebiet von 300—400 Quadratfuß und ist durch eine schmale Übergangszone mit mehr oder weniger veränderten Umwandlungsprodukten verbunden.

Die schmale Übergangszone ist durch randliche Umwandlung der Plagioklase in eine tiefgrüne Masse charakterisiert, die u. d. M. aus einer nicht völlig bestimmbaren, blaß gelblichgrünen durchsichtigen Substanz von etwas höherer Licht- und Doppelbrechung als der Feldspat in wirrer faseriger bis körniger Anordnung besteht und unregelmäßige Fetzen von Chlorit enthält, in den die erstbeschriebene Substanz bei weiterem Fortschreiten der Umwandlung übergeht. Der Olivin geht gleichfalls randlich in Chlorit über, die Chloritisierung wird begleitet oder es folgt ihr die Bildung von Aktinolith, der oft in größeren Kriställchen aus den zentralen Teilen der Olivinkörner hervorgeht.

Bei der vollständigen Umwandlung in den häufigen „chloritischen Typus“ ist der Feldspat gänzlich in Chlorit mit wechselnden

	I. Olivin aus dem Cumberlandit
SiO^2	37,16
TiO^2	0,07
Fe^2O^3	0,12
FeO	31,38
MnO	0,40
MgO	31,16
CaO	Sp.
Unlösliche Beimischung	0,34
Sa.	100,63
Spez. Gew.	3,728

Anal.: Warren

	II. Cumberlandit (Rhodose) frisch
SiO^2	22,35
TiO^2	10,11
Al^2O^3	5,26
Fe^2O^3	14,05
Cr^2O^3	Sp.
FeO	28,84
MnO	0,43
MgO	16,10
CaO	1,17
Na^2O	0,44
K^2O	0,10
H^2O	0,42
V^2O^5	0,18
P^2O^5	0,02
CO^2	0,02
S	0,38
Zn	0,71
Cu	0,08
Co, Ni	0,08
Pb	Sp.
Sa.	100,74

Anal.: Warren

Zusammensetzung des Cumberlandit in

	II a. Gewichtsprozenten	II b. Volumprozenten
Kalifeldspat	0,56	0,8
Labradorit Ab^3An^4	9,23	13,7
Olivin	46,08	49,4
Magnetit	20,65	15,9
Ilmenit	18,63	15,2
Spinell	3,55	3,9
Sulfide	1,15	1,1
Sa.	99,85	100,0

	Ilmenit (aus der Bauschanalyse berechnet)
TiO^2	53,6
FeO	42,5
MnO	1,3
MgO	2,6
Sa.	100,0

Mengen von Aktinolith umgewandelt; Olivin ist z. T. noch in unveränderten Resten vorhanden, die in Chlorit- und Aktinolithanhäufungen liegen, z. T. ist er ganz in diese Substanzen umgewandelt, wobei die Aktinolithsäulchen nicht unerhebliche Dimensionen erreichen. Die chemische Zusammensetzung dieses Typus gibt Analyse III. In anderen, räumlich sehr beschränkten Fällen tritt das Erz stark zurück, unter den Umwandlungsprodukten wiegt

	II. Cumberlandit frisch (zum Vergleich mit III und IV vereinfacht)		III. Chloritischer Typus		IV. Serpentintypus	
SiO^2	22,35		20,89		19,98	
TiO^2	10,11 [1]		9,57		9,76	
Al^2O^3	5,26		6,93		6,75	
Fe^2O^3	14,05	Fe metall.	17,81	Fe metall.	19,25	Fe metall.
FeO	28,84	32,26	26,04	32,71	21,42	30,13
MnO	0,43		—		0,40	
MgO	16,10		15,65		16,83	
CaO	1,17		0,96		verloren	
Na^2O	0,44		Sp.		Sp.	
K^2O	0,10		nicht vorh.		Sp.	
H^2O	0,42		2,71		4,77	
Sa.	99,27		100,56 [2]		99,16 [3]	
Spez. Gew.	4,005—3,92		3,85—3,80		3,65—3,56	
Anal.:	Warren		J. W. Shaw		Warren	

	V. Aktinolith	VI. Hortonolith
SiO^2	56,00	33,27
TiO^2	Sp.	Sp.
Al^2O^3	1,00	—
Fe^2O^3	0,10	0,37
FeO	7,14	49,32
MnO	0,10	1,50
MgO	20,52	16,08
CaO	14,03	—
Na^2O	0,50	—
K^2O	Sp.	—
H^2O	0,80	nicht best.
F	vorh.	—
Sa.	100,19	100,54
Spez. Gew.	3,062	4,054
Anal.:	Warren	Warren

Aktinolith in Säulen von 2—3 mm Länge stark vor und setzt bei stärkster Entwicklung mit kompaktem Chlorit das Gestein fast allein zusammen. Verf. bezeichnet derartige Gebilde als „aktinolithischen Typus“ der Umwandlung, das Zurücktreten des Erzes deutet wohl auf eine primäre Verschiedenheit des umgewandelten Gesteins. Durch Entwicklung von Serpentin sowohl direkt aus dem Olivin wie aus dem Aktinolith entsteht

[1] Nicht 10,00.
[2] Nicht 100,54.
[3] Nicht 99,32.

aus beiden bisher beschriebenen Typen ein drittes, wieder in großer Verbreitung entwickeltes Umwandlungsprodukt, das als „Serpentintypus“ bezeichnet wird. Seine chemische Zusammensetzung gibt Analyse IV, für die ein nur sehr wenig Aktinolith enthaltendes Material verwendet wurde. Die chemischen Umänderungen sind nicht sehr erheblich; die gesamte Umwandlung ist auf lang dauernde Einwirkung des atmosphärischen Wassers zurückzuführen.

Auf die gleiche Ursache geht die Mineralführung von Adern in dem chloritischen und aktinolithischen Typus zurück; diese Adern erreichen bis 1 inch Mächtigkeit und sind ausschließlich erfüllt von überwiegendem Aktinolith, Klinochlor und Hortonolith.

Der Aktinolith tritt in Kristallen bis zu 2 cm Länge auf, Endflächen fehlen, die Spaltbarkeit ist vorzüglich. Pleochroismus schwach zwischen blaßgrün und gelblichgrün, c:c auf (110) = 15°. Spez. Gew. 3,062. Die chemische Zusammensetzung gibt Analyse V.

Der Klinochlor findet sich in pseudohexagonalen oder rhombischen Tafeln von 2—5 mm Durchmesser, dunkelgrün bis fast schwarz, pleochroitisch in bräunlichroten und tiefsmaragdgrünen Farben, optisch positiv, 2E bis 23° steigend.

Der Hortonolith, hier von Palache aufgefunden, tritt in dunkelrosinenfarbenen, kristallographisch nicht begrenzten Körnern auf, mit zwei aufeinander senkrecht stehenden Spaltungsrissen, in dünnen Körnchen lichtgelb durchsichtig; er zersetzt sich leicht zu rötlichbraunen, erdigen, eisenschüssigen Massen. Sein spez. Gew. ist 4,054, seine chemische Zusammensetzung gibt Analyse VI. **Milch.**

C. H. Warren: Contributions to the Geology of Rhode Island III: Note on the Alteration of Augite — Ilmenite Groups in the Cumberland, R. J., Gabbro (Hessose). (Amer. Journ. of Sc. **176**. 469—477. 1 Fig. 1908.)

Der im vorstehenden Referat erwähnte und kurzgeschilderte Gabbro, der zusammen mit dem Cumberlandit den Iron Mine Hill bildet, ist zum größten Teil stark metamorphosiert; die Analyse des durch ungewöhnlich hohen Ilmenitgehalt ausgezeichneten Gesteins in einem möglichst frischen Vorkommen ergab:

SiO^2 45,27, TiO^2 2,77, Al^2O^3 18,30, Fe^2O^3 3,30, FeO 10,13, MgO 4,08, CaO 7,32, Na^2O 3,64, K^2O 1,07, MnO 0,86, CoNiSp., P^2O^5 1,27, S 0,08, H^2O 2,08; Sa. 100,17, spez. Gew. 2,958. (In der amerik. Klassifikation: II. 5. 4. 3.) Hervorzuheben ist, daß das Erz nicht, wie im Cumberlandit eine Verwachsung von Ilmenit und Magnetit, sondern reiner Ilmenit ist.

Das Gestein ist einer starken Dynamo- und hydrothermalen Metamorphose unterworfen; die dem Grade nach schwächer metamorphosierten Teile enthalten noch frischen, dunkelbraunen, stark zwillingsgerieften Plagioklas in einer dunkelgrünen bis bräunlichgrünen feinkörnigen Masse, in der man nur Ilmenit erkennt; bei stärker veränderten ist der Plagioklas

saussuritisiert und der Ilmenit tritt für das unbewaffnete Auge zurück; schließlich geht er in ein weißlichgrünes, unbestimmt schieferiges Gestein ohne makroskopisch wahrnehmbare Zeichen seiner Herkunft über.

U. d. M. lassen sich für die am wenigsten umgeänderten Gesteine zwei Typen unterscheiden; sieht man von der Umwandlung des Augits in Amphibole ab, da sie beiden Typen zukommt, so ist für den ersteren die Entwicklung von reichlichem Biotit und das Fehlen von Leukoxen charakteristisch. Zuerst verwandelt sich der Augit in mehr oder weniger verworren angeordnete Fasern einer licht-gelblichbraunen Hornblende; in der Nähe von Plagioklas nimmt die Hornblende charakteristische blaue Töne an, was auf eine Aufnahme von Al^2O^3 und Na^2O aus dem Plagioklas, von Fe^2O^3 aus dem Ilmenit deutet. Wo der Augit an Plagioklas und Ilmenit grenzt, da erfüllt einen Teil des von den drei primären Komponenten eingenommenen Raumes ein Aggregat von Hornblende, lichtbraunem Biotit und Eisenerz; die Menge der Biotitfetzen wechselt, ist aber am reichlichsten in der Nähe des Ilmenit, wo er bisweilen die Hornblende ganz zurückdrängt. Er findet sich ferner als Saum zwischen Hornblende und Plagioklas in Blättchen, die senkrecht gegen die Grenze angeordnet sind, ist aber am engsten mit Ilmenit verknüpft, an dessen Stelle er bisweilen als einheitlicher Kristall mit Einschlüssen von Ilmenitresten und Rutilkörnchen tritt. Außer in diesem neugebildeten Biotit treten nirgends Titanmineralien auf.

Der zweite Typus, der eine stärkere mechanische Beeinflussung durch Zertrümmerung der Plagioklase erkennen läßt, wird durch Umwandlung des Ilmenit in Leukoxen neben Biotit- und Hornblendeneubildung charakterisiert; in ihm läßt der Augit neben dem faserigen Amphibol auch direkt eine kompakte, rötlich- bis gelblichbraune Hornblende aus sich hervorgehen.

Stärker metamorphosierte Glieder bieten die auch von anderen Gebieten her bekannten Erscheinungen dar. **Milch.**

J. E. Hyde: Desiccation Conglomerates in the Coal-measures Limestone of Ohio. (Amer. Journ. of Sc. **175**. 400—408. 1 Fig. 1908.)

Nachdem C. D. Walcott auf „intraformationale Konglomerate“, d. h. auf Konglomerate, deren Material Schichten der gleichen Formation, der das Konglomerat selbst angehört, hingewiesen und verschiedene Entstehungsweisen derartiger Gebilde besprochen hatte, schildert Verf. eine, von ihm als „Desikkationskonglomerat“ bezeichnete Art der Entstehung ausführlich aus einem carbonischen Kalk aus der Nähe von Bellaire, Belmont county, Ohio.

Auf einem grauen Kalk liegt, geschützt durch einen tonigen Schiefer mit kohliger Substanz, eine $\frac{1}{2}$—1 m mächtige Schicht, aufgebaut aus Kalkschollen von der Größe eines groben Sandes bis zu $4\frac{1}{2}$ m Durchmesser. Die Zwischenräume zwischen ihnen sind von grobem Kalksand und Material des hangenden tonigen Schiefers erfüllt; in diesem Kalksand liegen

zahlreiche kleine Fragmente von Fischzähnen und -knochen, Ostrakoden und Schalen von *Spirorbis anthracosia*, die sich auch auf den Schollen finden, sowie eckige Quarzkörner.

Nach Ansicht des Verf.'s trocknete ein flacher Tümpel, an dessen Grund sich kalkiger Schlamm abgesetzt hatte, aus; der Kalkschlamm erhärtete an der Luft und erhielt Trockenrisse. Bei einer erneuten Wasserbedeckung verschoben sich die Schollen, es bildete sich der zwischen ihnen liegende grobe Kalksand; ein erneutes Austrocknen schuf die jetzt zu beobachtende charakteristische Oberfläche, die besonders bei schief gestellten Schollen deutliche Verwitterungsspuren erkennen läßt; eine folgende Wasserbedeckung führte zur Ablagerung des hangenden Schiefertons. **Milch.**

F. L. Ransome: An Apatitic Minette from Northeastern Washington. (Amer. Journ. of Sc. **176**. 337—341. 1908.)

Bei einer Bereisung der Nordwestgrenze der Vereinigten Staaten von Nordamerika beobachtete Verf. mehrfach zwischen Northport, Washington und der Mündung des Pend d'Orcilleflusses in Britisch Columbia auf beiden Seiten des Columbiaflusses biotitreiche lamprophyrische Gänge. Eines dieser Gesteine, eine Minette von der Einmündung des Sheep Creek in den Columbiafluß gegenüber von Northport wurde untersucht; in einer dunkel grünlichgrauen dichten Hauptmasse liegen sehr zahlreiche Biotite von 4—5 mm Durchmesser. U. d. M. erweist sich die Struktur typisch poikilitisch: große unregelmäßige Felder optisch homogenen Kalifeldspats, bisweilen mikroperthitisch mit Albit verwachsen, sind erfüllt von idiomorphen Kristallen von Biotit (mit sehr kleinem Achsenwinkel), farblosem bis blaßgrauem Augit, auffallend viel Apatit in dicken Säulen bis 2 mm Länge, reichlich Titanit und wenig Magnetit und Eisenkies. Die von W. F. Hillebrand ausgeführte Analyse gibt einen auffallend hohen Gehalt an P^2O^5; im Vergleich mit anderen Minetten ist SiO^2 und Al^2O^3 niedrig, TiO^2 hoch.

SiO^2 41,57, Al^2O^3 9,75, Fe^2O^3 4,06, FeO 4,47, MgO 8,65, CaO 11,10, Na^2O 1,57, K^2O 6,10, H^2O — 1,54, H^2O + 2,30, TiO^2 2,36, ZrO^2 0,02, CO^2 1,24, P^2O^5 4,05, Cl 0,04, F 0,23, Cr^2O^3 0,04, NiO 0,02, MnO 0,25, BaO 0,44, SrO 0,11, Li^2O Sp., V^2O^3 0,04, FeS^2 0,06; Sa. 100,01 — 0 für F und Cl = 0,11, mithin Sa. 99,90.

Nach der amerikanischen Klassifikation wird das Gestein bezeichnet als III. 6. 1. 2 und ist der erste Vertreter dieses Subrang, das daher den Namen Washingtonose empfängt. **Milch.**

J. V. Lewis: The Palisade Diabase of New Jersey. (Amer. Journ. of Sc. **176**. 155—162. 1908.) [Vergl. p. -62—64-.]

Die intrusive Trapmasse, die die Palisaden des Hudson bildet, erstreckt sich, mehrere hundert Fuß mächtig, westlich von Haverstraw, New York in der Richtung nach Süden bis Staten Island und mit Unter-

brechungen westlich durch New Jersey bis zum Delaware River, ungefähr 100 miles weit. Das Hauptgestein der mittel- bis feinkörnigen, am Kontakt aphanitischen Masse ist ein quarzführender Diabas, in geringerer Menge findet sich Diabas s. str., der am Kontakt spärlich Olivin enthält; untergeordnet kommen olivinreiche Olivindiabase und an Quarz und Kalifeldspat reiche saure Quarzdiabase vor. Der vorliegende Aufsatz stellt die Ergebnisse eigener und älterer Untersuchungen kurz zusammen. Der an Masse vorwiegende Gemengteil ist ein blaßgrüner bis farbloser Augit — auf etwas stärker pleochroitische Individuen (zwischen blaßgrün und lichtgelb) bezieht sich wohl die ältere Angabe vom Vorkommen von Hypersthen, den Verf. in mehreren Hunderten von Schliffen niemals beobachtet hat. Chemisch ist der Augit durch starkes Vorwiegen von Eisen und Magnesia charakterisiert; die Berechnung zweier älterer Analysen des Augit von Rocky Hill, New Jersey (I und II, vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -242- ff.) und von dem Augit der sehr ähnlichen Intrusivmasse von West Rock, New Haven, Conn (III) ergab:

	$Na\,Fe\,(Si\,O^3)^2$		$(Mg\,Fe)\,Si\,O^3$		$Ca\,(Mg\,Fe)\,(Si\,O^3)^2$		$(Mg\,Fe)\,(Al\,Fe)^2\,Si\,O^6$
I. Appr.	2	:	12	:	15	:	3
II. Appr.	7	:	13	:	19	:	2
III. Appr.	2	:	8	:	15	:	1

Unter dem nächstwichtigen Gemengteil, den Plagioklasen, herrscht Labradorit, doch sind von Phillips und von Hawes auch saurere Mischungen bis zum Albit nachgewiesen.

Kalifeldspat und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung bilden schmale Säume um den Plagioklas, füllen aber auch, bisweilen in Feldern von 3—4 mm Durchmesser, die Zwischenräume zwischen Augit und Plagioklas; kleinere Individuen von selbständigem Quarz sind häufig, von Kalifeldspat selten.

Magnetit ist stets, aber in wechselnder Menge, Biotit oft, aber in geringer Menge, in unregelmäßigen kleinen Fetzen vorhanden. Apatit in Prismen von wechselnder Größe, tritt viel häufiger als Einschluß in den farblosen wie in den farbigen Gemengteilen auf.

Olivin fehlt, wie erwähnt, dem Hauptgestein, kommt aber spärlich in einsprenglingsartigen Kristallen, bisweilen mit reaction rims, aus radialstrahligem Enstatit oder in seltenen Fällen fast ganz in Enstatit umgewandelt, in den dichten Diabasen am Kontakt vor. In den Olivindiabasen, wo er sehr reichlich entwickelt ist, tritt er auch oft poikilitisch im Feldspat, weniger häufig im Augit auf.

Das Hauptgestein baut sich auf aus appr. 50 % Augit, 40 % Feldspat, 5 % Quarz, 5 % Erz, der Olivindiabas enthält appr. 20 % Olivin, der saure Diabas besteht bis zu $^1/_3$ aus schriftgranitischen Verwachsungen von Kalifeldspat und Quarz.

Die Struktur ist ophitisch bis körnig.

Als typisch für die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Fazies wählt Verf. aus einer größeren Zahl von Analysen

folgende aus (hier in anderer Reihenfolge als im Original abgedruckt, beginnend mit dem Hauptgestein): Anal. IV ist der Untersuchung von A. H. Phillips (dies. Jahrb. 1901. I. -242—244-) entnommen.

	I. Hauptgestein	II. Olivindiabas	III. Saurer Quarzdiabas	IV. Saurer Quarzdiabas
SiO^2 . . .	51,34	49,02	60,05	56,78
TiO^2 . . .	3,47	0,99	1,74	1,44
Al^2O^3 . . .	12,71	10,14	11,88	14,33
Fe^2O^3 . .	2,65	1,54	3,22	5,76
FeO . . .	14,14	10,46	10,21	9,27
MgO . . .	3,66	17,25	0,85	1,58
CaO . . .	7,44	8,29	4,76	5,26
Na^2O . . .	2,43	1,59	4,04	3,43
K^2O . . .	1,44	0,40	2,10	1,75
H^2O+ . .	0,69	0,59	0,66	0,10
H^2O- . .	0,18	0,16	0,21	0,33
P^2O^5 . . .	0,20	0,11	0,52	0,36
MnO . . .	0,36	0,16	0,28	0,25
Sa.	100,71	100,70	100,52	100,64
Anal.:	R. B. Gage	R. B. Gage	R. B. Gage	A. H. Phillips

I. Quarzführender Diabas (Hauptgestein), Einschnitt der Pennsylvania-Eisenbahn, 420 Fuß östlich von der Station Marion (Tonnele Ave.), Jersey City. (Amerikanische Klassifikation: III. 5 . 3 . 4, graphi-ophito- bis graphi-grano-camptonose.)

II. Olivindiabas Englewood Cliffs, Palisaden des Hudson, 11 miles nördlich von Jersey City. (IV. $1^2 . 1^2 . 2$ poikili-ophito- bis poikili-grano-palisadose, neuer Name.)

III. Quarzdiabas Homestead, 400 Fuß vom Westende des Tunnels der Pennsylvania-Eisenbahn. (II. 4 . 2 . 4, dacose.)

IV. Diabas Rocky Hill, alter Steinbruch nahe bei der Station, 420 Fuß von der oberen Grenze des Trap. (II. 4 . 3 . 4, tonalose.)

Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

O. Wienecke: Über die Arsenerzlagerstätten von Reichenstein. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 1907. 273—285.)

Verf. hält folgende Erklärung der berühmten Lagerstätte für möglich: ein in der Tiefe anstehendes, größeres Granitmassiv hat Pegmatite und Aplite in den umgebenden Glimmerschiefer ausgestrahlt. Die mit Metallen beladenen, vor allem an Arsen reichen gas- und dampfförmigen granitischen Mutterlaugen drangen auf Spalten am massigen dolomitischen Kalke, wo gangförmige Gebilde mit Vorliebe aufgerissen werden, herauf.

Sie verwandelten den Dolomit unter molekularer Umlagerung des ursprünglichen Stoffvorrates teilweise in Diopsid um und gaben gleichzeitig ihren Metallgehalt unter Vermittelung des Kalkes und von Mineralisatoren an diesen ab. Die Leukopyrite kristallisierten zusammen mit dem Diopsid aus. In einer zweiten Periode stiegen aus dem Magmaherde erzbildende Stoffnachschübe in Form von heißen Quellen auf. Sie verdrängten den von der Kontaktmetamorphose verschont gebliebenen dolomitischen Kalk und teilweise auch das Diopsidgestein, indem sie das Magnesium-Calciumcarbonat in Serpentin umwandelten, unter gleichzeitiger Abscheidung von Calciumcarbonat. Gleichzeitig setzten die heißen Quellen ihren Metallgehalt ab: die Löllingite gelangten mit Magnetkies, Pyrit und viel Magneteisen zur Abscheidung. **A. Sachs.**

F. Kossmat: Das Manganeisenerzlager von Macskamezö in Ungarn. (Verh. geol. Reichsanst. 337—338. 1905.)

Dieser Vortrag behandelt ein bereits in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905. 305—325 publiziertes Thema, dessen mineralogisch-chemischer Teil von C. v. John herrührt, während der geologische Teil vom Verf. stammt.

Das Erzlager von Macskamezö tritt konkordant in den Glimmerschiefern des Frinturagebirges auf, im Liegenden ist es von einer Marmorbank begleitet und fällt gegen den Südfuß des aus dem Tertiär inselartig aufragenden Gebirges ein.

Die Hauptmineralien des bis über 30 m mächtigen Lagers sind Mn-reiche Silikate wie Knebelit (23—26 % Mn), Dannemorit (11 % Mn), stellenweise Spessartin. Lagenweise wechselt mit diesen Silikaten Fe-haltiger Manganspat, im alten Tagbau von Valea Frintura tritt ein Mn-haltiger Magnetit in dünnschichtigem Wechsel mit Manganspat, obigen Silikaten und Apatit, der auch in den übrigen Teilen stets vorhanden ist, auf. Im westlichen Teile ist die Lagerstätte oxydiert, was zur Bildung von Pyrolusit, Manganit, Psilomelan neben sekundärem Quarz führte. Diese etwa 10 m mächtige Oxydationszone ist von tektonischen Störungen betroffen und von Erosionsgräben, welche das weniger veränderte Lager anschneiden, durchfurcht, die Umwandlungsvorgänge reichen daher in das Ende der Tertiärzeit zurück. Bezüglich der Entstehung spricht sich Verf. für eine regionalmetamorphe Umwandlung eines alten Sedimentes, ähnlich wie die Eisenerzlager von Dunderlandtal und Ofoten in Norwegen.

C. Hlawatsch.

Bodifée: Über die Genesis der Eisen- und Manganerzvorkommen bei Oberrosbach im Taunus. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 1907. 309—316.)

Bei dem Oberrosbacher Vorkommen handelt es sich um zwei auf verschiedene Art entstandene Lager: die Bildung des nördlichen („alten“)

Lagers muß man zum größten Teil metasomatischen Vorgängen zuschreiben, während sich die Entstehung des südlichen („neuen") Lagers lediglich auf sedimentärem Wege erklären läßt. **A. Sachs.**

B. H. Brough: Iron Ore Supplies. (Geol. Mag. New Sr. Dec. V. 4. 448—451. London 1907.)

Die Arbeit gibt einen Überblick über den Verbrauch von Eisenerz in den wichtigsten eisenproduzierenden Staaten, sowie über die Mengen von Erz, welche voraussichtlich noch aus den bekannten Erzablagerungen gefördert werden können. Die wichtigsten hierbei in Betracht kommenden Länder sind: die Vereinigten Staaten von Nordamerika, Deutschland, England, Spanien, Frankreich, doch kommen für die Zukunft auch Algier, Canada, Cuba, Brasilien, Venezuela, Chile, Indien, China, Australien und Südafrika in Betracht. **K. Busz.**

D. H. Newland: On the associations and origin of the nontitaniferous magnetites in the Adirondack region. (Econ. Geol. 2. 763—773. 1907.)

Die Adirondack-Gegend im Staate New York besteht aus präcambrischen kristallinen Schiefern, in deren Mitte basische Eruptivgesteine liegen, die von metamorphosierten Sedimenten und sauren Orthogneisen umgeben sind. Die ursprünglichen Sedimente bestehen aus Marmor, Quarzit und Gneis und sollen gleichalterig mit den Grenvilleschichten sein.

Die basischen Eruptivgesteine in der Mitte des Massives enthalten titanhaltige Magnetitlagerstätten, während die nicht titanhaltigen Erze am Rande des Massives, westlich vom Lake Champlain auftreten.

Die Erze finden sich als Einlagerungen im Gneis und sind durch Übergänge mit diesem verbunden. Nach Ansicht des Verf.'s sind die Erze größtenteils als magmatische Differentiation entstanden. Ref. schließt sich dieser Ansicht an und möchte die apatitreichen Erze von Mineville genetisch mit den Erzen von Gellivare in Schweden vereinen.

O. Stutzer.

C. K. Leith and E. C. Harder: The Iron Ores of the Iron Springs District, Southern Utah. (U. St. Geol. Survey. Bull. **338**. Washington 1908.)

Im Iron Springs-Distrikt des südlichen Utah sind carbonische, cretaceische und tertiäre Sedimente von großen Andesit-Lakkolithen durchbrochen.

Die Eisenerze treten auf: 1. als Gänge im Andesit, 2. als Gänge und metasomatische Lagerstätten am Kontakte zwischen Andesit und carbonischem Kalkstein und 3. als Zement in einer Breccie der cretaceischen Quarzite. Die mächtigsten Lagerstätten sind die unter 2. ge-

nannten. Die Menge des gesamten Erzes wird auf 40 Millionen Tonnen geschätzt.

Das Erz ist Magnetit und Hämatit, nebst etwas Limonit. Der Durchschnittseisengehalt ist etwa 56 %. Phosphor ist gleichmäßig hoch. Gangmasse ist an der Oberfläche Quarz und Chalcedon, in der Tiefe Calcit. Weniger häufig tritt Granat, Diopsid, Apatit, Glimmer und Hornblende auf.

Genetisch stehen die Erze in enger Beziehung zur Intrusion des Andesites. Die erste Folge der Intrusion war der Kontaktmetamorphismus des Kalksteines, wobei sich merkwürdigerweise auch Glassubstanz im Kalkstein bildete. Kurz darauf folgte der Absatz der erzhaltigen Lösungen, die als gasförmige Lösungen zu betrachten sind. **O. Stutzer.**

C. K. Leith: The Iron Ores of Canada. (Econ. Geol. 1908. 276—291.)

Verf. bespricht in genetischer Reihenfolge die Eisenerzvorkommen von Kanada.

Als magmatische Ausscheidungen sind die titanhaltigen Magnetite z. B. des unteren St. Lorenzstromes zu betrachten. Mit Vorteil können diese Erze bis jetzt noch nicht verwendet werden.

Zum Pegmatittypus stellt Leith die Kontaktlagerstätten (z. B. Vancouver). Sie führen meist Kontaktmineralien. Schwefel und Phosphor sind stellenweise in großer Menge vorhanden. Der Eisengehalt beträgt 55 % und weniger.

Als „Lake Superior Sedimentary"-Typus bezeichnet Leith Eisenerze, die sich im Meereswasser abgesetzt haben und später durch Verwitterung konzentriert wurden. Hierhin gehört in Kanada der Michipicoten- und Animikie-Distrikt. Das Sediment enthält nur 25 % Fe und ist zu arm zum Abbau. Der Eisengehalt dieses Sedimentes entstammt Grünsteinen. Er war zuerst enthalten in Form von Eisencarbonat, Ferrosilikat (Greenalit) und etwas Ferrioxyd. Durch Verwitterung oxydierten sich die Ferroverbindungen wie Siderit und Greenalit zu Hämatit und Limonit. Diese sekundären Eisenverbindungen blieben dann teils in situ liegen, teils wurden sie weggeführt und als neues Sediment abgelagert. Das Endresultat dieser Vorgänge war ein eisenhaltiger Chert, genannt „Taconit" oder „Jasper". Er enthielt meist weniger als 30 % Fe. Die Anreicherung auf 50 % und mehr Eisen ist durch Fortführung der Kieselsäure zu erklären.

Zum „Clinton Sedimentary Type" gehören die Eisenerze von Torbrook und Nictaux in Nova Scotia und von Belle Isle in New Foundland. Der Eisengehalt ist hier ins Meer gebracht und als Eisenoxyd dort abgesetzt. Eine spätere Konzentration hat nicht stattgefunden. Als „carbonatische" Eisenerze bezeichnet Leith Eisenerze, die z. B. mit Kohlenflözen zusammen vorkommen. In Kanada ist dieser Typus unbekannt.

Als „Brauneisenerz“ werden die „bog ores“ von Quebec bezeichnet. Sie verdanken ihre Entstehung der Verwitterung.

Endlich finden sich am unteren St. Lawrence-Strome noch titanhaltige Magnetitsande, die stellenweise bis 2 Fuß mächtig werden. Zurzeit sind sie unbrauchbar.

Das wichtigste Eisenerz in Kanada ist der „Clinton Sedimentary Type“, dem 78,34 % aller geförderten Eisenerze im Jahre 1906 entstammten. 12,29 % entstammen dem Pegmatit Type und Lake Superior Type. 8,51 % sind Brauneisenerz.

Zum Schluß gibt Leith einen Ausblick auf die zukünftige Eisenerzförderung in Kanada. Im Gegensatz zu den Ansichten der meisten kanadischen Geologen und Bergleute ist seiner Meinung nach Erz vom Lake Superior Type in Kanada nicht viel vorhanden. **O. Stutzer.**

B. Prescott: Occurrence and Genesis of the Iron Ores of Shasta County, Cal. (Econ. Geol. **3**. 465—480. 1908.)

Die Magnetite von Shasta County treten am Kontakte eines Diorites mit älteren Formationen, vor allem Kalksteinen auf. Die Bildung der Erze und der begleitenden Mineralien, Ilvait, Hedenbergit und Granat, ging gleichzeitig mit der Erstarrung des Eruptivgesteins vor sich. Eisen- und Kieselsäuregehalt der Kontaktmineralien stammt vom Magma, das Calcium aus dem Kalkstein. Die Art der Paragenesis der Mineralien scheint einen Wechsel der physikalischen Bedingungen anzuzeigen, von einer beinahe magmatischen Ausscheidung bis zum Absatz aus wässeriger Lösung. Wahrscheinlich ist es nach Verf., daß vom Magma aufsteigendes Wassergas, beladen mit Eisen und Kieselsäure, die Lagerstätte bildete.

O. Stutzer.

R. Fluhr: Die Eisenerzlagerstätten Württembergs und ihre volkswirtschaftliche Bedeutung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 1—23.)

Die Ausführungen des Verf.'s zerfallen in einen geologischen und einen wirtschaftlichen Teil. Zu ersterem gehören: A. Geologische Beschreibung der einzelnen Erzvorkommnisse, B. Ausbeutung der Eisenerzflöze und technischer Betrieb, C. Erz-, Roheisen- und Schlackenanalysen; zu letzterem: A. Nachhaltigkeit der Eisenerze, B. sind kokbare Kohlen an Ort und Stelle (Verkehrsverhältnisse)?, C. Abfuhr der Erze oder Verhüttung an Ort und Stelle, D. Geschichtlicher Abriß der württembergischen Eisenindustrie. **A. Sachs.**

O. Stutzer: Turmalinführende Eisenerzgänge von Rothau in den Vogesen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 70.)

Das hauptsächliche Nebengestein der Erzgänge von Rothau ist Granit. Der Ursprung des Eisengehalts dieser Lagerstätte ist in dem Granit zu

suchen, aus welchem als postvulkanische Wirkung Dämpfe, Gase und bei größerer Abkühlung auch wässerige Lösungen aufstiegen. Die Erzgänge selbst sind daher den pneumatolytisch-hydatogen entstandenen Erzgängen zuzurechnen. Die in der Nähe liegende Eisenerzlagerstätte von Framont ist den Kontaktlagerstätten zuzurechnen (vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 169). **A. Sachs.**

R. Bärtling: Die nordschwedischen Eisenerzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 89—108.)

Verf. behandelt die einzelnen Lagerstätten besonders hinsichtlich ihres Erzvorrates und der Qualität ihrer Erze. Von größtem Interesse sind die wirtschaftlichen Beziehungen zwischen Schweden und Deutschland, da Deutschland für Schweden der bei weitem wichtigste Abnehmer ist. Das am 1. Januar 1908 in Schweden in Kraft getretene Abkommen zwischen dem Staat und den Grubengesellschaften bedeutet eine Kontingentierung der Eisenerzausfuhr, die nur schwer mit der im deutsch-schwedischen Handelsvertrag vereinbarten Meistbegünstigung in Einklang zu bringen ist. Wir sehen, daß die uns zugestandene Vermehrung des Exports für die ersten Jahre nicht unerheblich ist; daß aber die Zunahme, die für die weitere Entwicklung der Industrie von Jahr zu Jahr notwendig ist, hier nicht gewährt ist. Unsere deutsche Eisenindustrie steht also vor der Notwendigkeit, die Steigerung des Erzbedarfes an anderen Produktionsstätten zu decken. **A. Sachs.**

O. Stutzer: Die Nickelerzlagerstätten bei Sudbury in Kanada. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 285—287.)

Verf. referiert in Kürze die Arbeiten von Coleman und Barlow. Er selbst schließt sich den Resultaten dieser beiden kanadischen Forscher, besonders in genetischer Beziehung, vollkommen an. Wer die Creighton-Mine gesehen hat, kann über eine magmatische Ausscheidung des dortigen größten Erzvorkommens des Sudbury-Distrikts überhaupt nicht mehr im Zweifel sein. Und ebenso steht es außer Zweifel, daß ein Teil des Erzes sich in der letzten Erstarrungsphase des Norites mit Hilfe der entweichenden Gase in Dämpfe umgesetzt und an anderer Stelle wieder abgesetzt hat. Eine Kombination der beiden, bisher einander entgegengesetzten Meinungen ist daher die glücklichste Lösung dieser vielumstrittenen genetischen Frage. Da die typischen magmatischen Erzausscheidungen in Sudbury aber vorherrschen und die während der letzten Erstarrung des Eruptivgesteins umgesetzten Sulfide im weiteren Sinne auch noch als magmatische Ausscheidungen aufzufassen sind, so gehören in einem genetischen System der Erzlagerstätten die Nickelerze von Sudbury mit Recht zur Gruppe der magmatischen Erzausscheidungen. **A. Sachs.**

A. Schmidt: Eisenglanz und seine Verarbeitung im Fichtelgebirge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 362—369.)

Verf. bespricht Vorkommen und Eigenschaften des Erzes, behandelt sodann die Geschichte des Bergbaues bei Fichtelberg und gibt endlich eine Zusammenstellung der Fundstätten von Eisenglanz im Fichtelgebirge.

A. Sachs.

Rose: Zur Frage der Entstehung der nassauischen Roteisenerzlager. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 497—501.)

Verf. hält eine Kombination der alten und der neuen Theorien zur Deutung der Genesis der nassauischen Roteisensteinlager für erforderlich in der Weise, daß der Flußeisenstein und die noch eisenärmeren Partien bis zum reinen Kalkstein als primär, der eigentliche Roteisenstein aber vorwiegend als sekundär aus Flußeisenstein entstanden anzusehen ist. Daß der Eisengehalt hauptsächlich aus dem Nebengestein — Schalstein und Grünstein — stammt, ist augenscheinlich. Es wird sowohl eine Zufuhr von Kalk, als auch die fortdauernde Mitwirkung von die Diabaseruptionen begleitenden Exhalationen in der Zeit der Bildung anzunehmen sein.

A. Sachs.

R. Michael: Das Manganerzvorkommen in der Nähe von Ciudad Real in Spanien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 129—130.)

Die Aufschlüsse liegen südlich und südöstlich der Stadt Ciudad Real. Für die Örtlichkeiten Ballesteros und Villafranca ist die 15 km südlich von Ciudad Real gelegene kleine Eisenbahnstation La Canada die nächste, 7 bezw. 11 km entfernte Bahnverbindung. Das Grubenfeld bei Villafranca liegt etwa 4 km östlich von Ballesteros und ist 25 ha groß. Das Vorkommen der Manganerze ähnelt vielfach den kaukasischen Manganerzlagerstätten. Es handelt sich auch hier um ein lagerförmiges Vorkommen in jüngeren, nahezu horizontal gelagerten Schichten, welche zumeist diluvialen, untergeordnet nur tertiären Alters sind. Die Höhenzüge, welche die Hochebene zwischen Ciudad Real und Ballesteros umranden, werden von Kalksteinen der Silurformation zusammengesetzt. Die Kalksteine werden von ausgedehnten Basaltdurchbrüchen durchsetzt; zahlreiche Mineralquellen sind eine Folgeerscheinung hiervon. In den Gebieten der anstehenden Basalte (Villafranca) selbst treten die Manganerze zurück; hier überwiegen die Eisenerze. Der Mangangehalt ist augenscheinlich bei Zerstörung und Umlagerung der Basalte durch fluviatile Tätigkeit ausgeschieden und konzentriert an anderer Stelle zu neuem Niederschlag (als Psilomelan) gelangt. Die Gewinnung der Erze im großen bietet keine besonderen Schwierigkeiten. Der Gehalt der Erze an Phosphor beträgt durchschnittlich etwa 1,85 %, der Mangangehalt durchschnittlich 43 %, der Eisengehalt 3—4 %, ein Kobaltgehalt 0,14—0,37 %. Bei der großen Ausdehnung des Vorkommens ist mit größeren Erzmengen zu rechnen. **A. Sachs.**

O. A. Derby: On the Original Type of the Manganese Ore Deposits of the Queluz District, Minas Geraes, Brazil. (Amer. Journ. of Sc. **175**. 213—216. 1908.)

Während frühere Funde in den Manganerzlagerstätten des Queluz-(Lafayette-)Distrikts (Minas Geraes) darauf schließen ließen, daß lediglich ein hauptsächlich aus Spessartit und aus gelegentlich in größerer Menge auftretenden Zersetzungsprodukten (Quarz, asbestähnliche Hornblende) bestehendes Gestein als primäres Material für die Lagerstätte anzusprechen sei, dem der Name Queluzit gegeben wurde (dies. Jahrb. 1903. II. -381-), zeigte sich im Liegenden des jetzt abgebauten Erzes der Piquery-Mine, daß das gelbbraune, massig und quarzitähnlich aussehende Spessartitgestein nur als Einlagerung in einem schwarzen, stark zerklüfteten, kalksteinähnlich aussehenden Hauptgestein auftritt, als dessen Verwitterungsprodukt das Manganerz aufzufassen ist. Behandelt man dies Gestein mit kalter verdünnter Säure, so entweicht Kohlensäure in erheblicher Menge, gleichzeitig scheidet sich viel gelatinöse Kieselsäure aus, während ein fast nur aus Spessartit mit wenig schwarzen Körnern bestehender unlöslicher Rückstand bleibt.

Nach vorläufigen Untersuchungen von E. Hussak besteht das Hauptgestein wesentlich aus wechselnden Mengen von Mangancarbonat (Rhodochrosit?), einem olivinähnlichen Silikat (Tephroit) und Spessartit; das Material zu Analyse I enthielt mehr und größere Körner von Spessartit als das Material zu Analyse II, in der er nur spärlich und in sehr kleinen Individuen auftritt. Durch Verwitterung von der Oberfläche her ist aus diesem Gestein das abgebaute, fast nur aus Manganoxyd (Psilomelan?) bestehende Erz hervorgegangen. Die hauptsächlich aus Spessartit bestehenden Einlagerungen enthalten in der Tiefe, also dort, wo sie noch frisch sind, gleichfalls Carbonat und lösliches Silikat; bisweilen spielt Rhodonit in ihnen eine nicht unerhebliche Rolle; die aus der vorigen Arbeit abgedruckte Analyse III bezieht sich auf ein fast nur aus Spessartit bestehendes Gestein, das in höherem Niveau in den Erzen auftrat.

	I.	II.	III.
SiO^2	11,80	27,67	38,47
Al^2O^3	7,50	1,41	21,07
Fe^2O^3		2,48	7,38
MnO	47,52	57,48	27,90
MgO	6,27	4,60	—
CaO	3,76	1,82	4,70
CO^2	22,62	4,59	—

I und II enthalten ferner Titan, Kobalt und Zink und eine nicht unerhebliche Menge Graphit, der in kleinen Spuren auch in III gefunden wurde. **Milch.**

H. Stremme: Das natürliche System der brennbaren organogenen Gesteine (Kaustobiolithe). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 4—12.)

Es wird das System von Potonié eingehend auseinandergesetzt: 1. Sapropel-(Faulschlamm-)Bildungen. 2. Humusbildungen. 3. Liptobiolithe (Harz-, Wachs- und Wachsharzgesteine). Lagerstätten von Sapropelgesteinen sind vor allem stagnierende bis halbstagnierende Wasser, und zwar aller klimatischen Zonen. Humus bildet sich wesentlich im Moor, bezw. auf dem Lande, untergeordnet auch im offenen Wasser. Die wichtigsten autochthonen Humuslagerstätten sind die Moore mit ihren drei Gruppen der Flach-, Zwischen- und Hochmoore. Die fossilen Humuskohlenlager, insbesondere die Steinkohlen- und Braunkohlenlager, sind allermeist fossile Waldflachmoore. Von allochthonen Humusbildungen kommen in Betracht die Häckselbildungen aus noch unvertorftem Material und umgelagerte Torfmassen. Sapropel bildete sich aus echten Wasserorganismen, Tieren und Pflanzen, besonders aus Planktonorganismen; Humus entstand aus Landpflanzen, besonders Sumpf- und Moorpflanzen. Das Material der Liptobiolithe ist stets landpflanzlicher Herkunft. Sapropel bildete sich unter Fäulnisbedingungen, Humus aber unter Vermoderungs- und Vertorfungsbedingungen. Die Liptobiolithe können unter beiderlei Bedingungen entstehen. In den Bildnern des Sapropels überwiegen die Fette und Proteine, in den Humusbildnern die Kohlenhydrate. Die Humusgesteine unterlagen dem Inkohlungsprozesse, die Sapropelgesteine aber dem Bituminierungsprozesse. Bei der Inkohlung wird lediglich der Kohlenstoff angereichert, bei der Bituminierung aber wird der Wasserstoff vielleicht sogar relativ stärker angereichert als der Kohlenstoff. Während aus dem Torf Braunkohle und Steinkohle wird, entsteht aus dem Sapropel Saprodil und Sapanthrakon. Die Ähnlichkeit der Destillationsprodukte der Sapropelkohlen mit dem Roherdöl legt die Vermutung nahe, daß wir in den Sapropelgesteinen die Urmaterialien der Petrolea zu erblicken haben. Es gibt auch Zwischenstufen zwischen Sapropel und Humus, wie die Cannelkohle und der Gagat. Die Sapropelite entzünden sich leicht, die Humusgesteine sind dagegen nur bei höherer Temperatur zur Entzündung zu bringen. A. Sachs.

Geologische Karten.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausg. vom k. württ. statist. Landesamt. Blatt Nagold (No. 94) von M. Schmidt, mit Beitrag von E. Stahlecker. Maßstab 1:25000. Erläuterungen (78 p.) von M. Schmidt. Stuttgart 1909.

Im Westen grenzt Blatt Nagold an das schon früher veröffentlichte Kartenblatt Altensteig (No. 93), im Norden an das im Erscheinen begriffene Blatt Stammheim (No. 80). Das kartierte Gebiet gehört, wie im „Allgemeinen Teil“ erläutert wird, schon nicht mehr zum eigent-

lichen Schwarzwald, da das Grundgebirge überhaupt nicht mehr, der Buntsandstein nur in seiner oberen Hälfte noch durch einige Täler angeschnitten werden. Die westliche Hälfte des Blattes läßt sich am besten als „Vorschwarzwald“ bezeichnen, indem tiefeingeschnittene Täler und vorherrschender Nadelwald dem Gebiete noch Schwarzwaldcharakter aufprägen, die südwestliche Ecke hat allerdings mehr den Charakter des „Heckengäu“; die Osthälfte des Blattes weist eine geschlossene Plateaubildung auf, die dem „Gäu“ angehört. Hier herrscht der Laubwald vor, auf der Hochfläche sorgfältiger Feldbau. Die Schichten der Plateaufläche zeigen das bekannte Schwarzwälder Einfallen nach Ostsüdost zu 10—20‰. Im Vorschwarzwaldteile des Blattes weist das Nagold- sowie das Waldachtal eine auffallende Schwenkung aus südöstlicher resp. ostsüdöstlicher Richtung in Südnordrichtung auf, wahrscheinlich verursacht durch die Talrichtung beeinflussende Spaltenbildung ohne nachweisbare Verwerfungsbeträge. Der Gäuanteil wird durch spitzwinkelig zusammenlaufende, nach Ost und Ostsüdost gerichtete Folgetäler entwässert, die sich nur wenig in die tieferen Schichten eingearbeitet haben; sie liegen den größten Teil des Jahres trocken infolge der durchlässigen Unterlage des *Trigonodus*-Dolomites. Am Schlusse des allgemeinen Teiles werden die Siedelungsverhältnisse besprochen.

Der „Spezielle Teil“ behandelt die am geologischen Aufbau sich beteiligenden Formationen: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Quartär, sowie die Tektonik.

1. Buntsandstein. Dieser ist nur durch den oberen Teil des mittleren oder Hauptbuntsandsteins, und zwar durch das obere oder Hauptkonglomerat, bei welchem geröllfreie Sandsteinlagen gegenüber geröllführenden Zwischenlagen vorherrschen, vertreten, darüber der in Plattensandstein und Rötton gegliederte obere Buntsandstein (Röt).

2. Der Muschelkalk schließt sich in seiner ganzen Ausbildung und Gliederung den bei Blatt Altensteig geschilderten Verhältnissen an (vergl. dies. Jahrb. 1909. II. -418-), nur kommt hier in den unteren Lagen des mittleren Muschelkalkes (Anhydritgebirge) Gips vor, der z. T. abgebaut wird.

3. Der untere Keuper (Lettenkohlengruppe) ist auf dem Blatte nicht vollständig vorhanden, auch herrscht großer Mangel an Aufschlüssen. Sandige, oft dunkle tonige Letten wechseln mit grauen, braungelben Dolomitlagen. Lesestücke eines hellgrauen, feinkörnigen Sandsteines deuten auf das Vorkommen brauchbaren Werksteins hin. Mehrere Dolomitbänke zeigen an wenigen Stellen den Charakter des Flammendolomits, also der mittleren Lettenkohle, und sind auch auf der Karte durch besondere Signatur ausgeschieden.

Im Kapitel Tektonik wird darauf aufmerksam gemacht, daß nur wenige Verwerfungslinien festzustellen waren, diese sich aber mit ihrer Nordwest-Südostrichtung dem in den schon bearbeiteten Schwarzwaldblättern vorherrschenden Störungssystem anschließen. Andere Störungen, die auf dem Blatte nicht deutlich zum Ausdruck kommen, wahrschein-

lich aber z. B. dem Nagoldtale die Richtung vorgeschrieben haben, weichen von der Nordsüdrichtung nur wenig ab und gehören einem anderen System an. Erdfälle, welche zur Bildung dolinenartiger Trichter von bis zu 30 m Durchmesser führten, entstanden im Gebiete des *Trigonodus*-Dolomits, indem die Wasser z. T. auf tektonischen Klüften in die Tiefe sanken und die tiefer liegenden Kalkschichten des oberen Muschelkalkes und auch die Gipslager des mittleren Muschelkalkes auslaugten.

Im Kapitel „jüngere Bildungen" ist die Quartärformation (Pleistocän) ausführlich geschildert. Die tiefen Taleinschnitte gehören der Diluvialzeit an. Spuren der diluvialen Vereisung fehlen, dagegen haben die diluvialen Gewässer im Tale der Nagold zusammenhängende deckenförmige Schottermassen „in vier durch nicht geringe Erosionsintervalle gekennzeichneten Höhenlagen" abgelagert. Diese Terrassen liegen 90 m (älterer Deckenschotter), 54 m (jüngerer Deckenschotter), 24 m (Hochterrasse) und ca. 8 m (Niederterrasse) über dem jetzigen Nagoldspiegel. Auf dem Plateau selbst finden sich auch noch Reste von ältesten Flußschottern in Spuren, ihnen wird ein vordiluviales, mindestens pliocänes Alter zugeschrieben.

Ungefähr der vierte Teil des Gebietes wird von Lößlehm eingenommen. An einigen Stellen ist auch der, die typischen Schnecken führende, nicht entkalkte Löß beobachtet. (Auf der Karte durch besondere Signatur hervorgehoben.)

In einer Lehmgrube auf dem Plateau des Gäuanteiles der Karte zeigt die Lößlehmdecke eine deutliche Zweiteilung, sie ist durch eine Schuttlage von geringer Mächtigkeit getrennt, was als Beweis dafür angesehen wird, daß in der Zeit zwischen der Entstehung der beiden Decken mit ihrem trockenen Klima ein längerer Zeitraum mit feuchterem Charakter anzunehmen sei. Eine ähnliche Zweiteilung der Lehmbedeckung wird an anderer Stelle beobachtet, wobei die Lehmdecken auf der Hochterrasse liegen, also jünger sind als diese. An anderer Stelle fand sich eine typische Lehm- und Lößdecke, die Niederterrasse überkleidend, also jünger als diese. Die ältere Lößdecke auf der Hochterrasse wird als in der Zeit zwischen Riß- und Würmeiszeit entstanden betrachtet.

Weiterhin werden Verwitterungsdecken an einigen Stellen auf dem Kalkgebirge des Plateaus besprochen, ferner Abhangschuttmassen, Gehängeschutt, durch Calciumcarbonat zu einer festen Breccie verkittete Schuttmassen, Ablagerungen von Kalktuff, anmoorige Bildungen, Moorerde, die Schuttkegel am Ausgange der Nebentäler, die Aufschüttungen im Überschwemmungsgebiete der Wasserläufe, Ablagerungen, die alle z. T. noch mehr gegliedert in der Legende der Karte ausgeschieden sind.

Der „Bodenkundlich-Technische Teil" behandelt zuerst die „Bodenverhältnisse in land- und forstwirtschaftlicher Hinsicht". Es werden unterschieden: 1. Buntsandsteinböden, 2. Muschelkalkböden, 3. Lettenkohlenböden, 4. Schotterböden, 5. Löß- und Lößlehmböden, 6. Böden des (gemischten) Gehängeschuttes, 7. Böden der jüngeren Anschwemmungen. Durch zahlreiche Schlämm- sowie chemische Analysen

ist dieser Abschnitt bereichert. Auf dem rechten Kartenrande findet sich, wie auf den früher erschienenen Blättern, eine vollständige Zusammenstellung aller wichtigen Bodenarten des Kartengebietes. Durch in die Farbenschilder eingesetzte Buchstabensymbole wird auf die Verbreitung einiger wichtiger Pflanzennährstoffe in dem ursprünglichen Gesteinsmaterial, die auch in dem daraus entstandenen Boden eine Rolle spielen, hingewiesen. Unter der Rubrik „Technisches und Hydrologisches" wird das zur Straßenbeschotterung geeignete Material, die Werksteine, Material für Ziegeleibetrieb, Mörtelbereitung, Düngekalk und Gips, sowie zum Schlusse die Quellen durchgesprochen. **Plieninger.**

Abel, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte Österreich-Ungarns. Bl. Auspitz u. Nikolsburg. 1 : 75 000. 1910. 40 S.

Geologische Karte von Österreich-Ungarn, 1 : 75 000. Liefg. 9. 1910. Bl. Deutschbrod, Borgo—Fiera di Primiero, Bischoflack, Carlopago—Jablanac, Selve, Medak—Sv. Rok.

Schubert, J. R.: Erläuterungen zur geologischen Karte Österreich-Ungarns. Bl. Medak—Sv. Rock. 1 : 75 000. 1900. 32 S.

Hinterlechner, K.: Erläuterungen zur geologischen Karte Österreich-Ungarns. Bl. Deutschland. 1 : 75 000. 1910. 58 S.

Kranz, W.: Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 82—90, 112—121.)

Topographische Geologie.

Heinrich Brunner: Die Schweiz. Geographische, demographische, politische, volkswirtschaftliche und geschichtliche Studie. III. Kapitel: Geologie von Hans Schardt. 125—181. Neuenburg 1909.

Ein Abriß der Geologie der Schweiz aus der Feder des Begründers der Deckentheorie kann auf allgemeines Interesse rechnen. Die Veröffentlichung in einem Sammelwerk wird hoffentlich dem Bekanntwerden der Schrift im Kreise der Fachgenossen keinen Eintrag tun. Der Stoff ist folgendermaßen gegliedert:

I. Stratigraphie. Nach einer allgemeinen geologischen Einleitung kommt hier die Schichtfolge in den Alpen, im Mittelland und im Jura zur tabellarischen Darstellung. Für die Alpen sind folgende Gebiete ausgeschieden: Überschobene Decke der Klippen und Voralpen des Stockhorn-Chablais-Gebietes, überschobene Decke der Hornfluhbreccie, hohe Kalkalpen helvetischer Fazies, äußere Zone und innere Zone, Glanzschieferzone, Rätikon und südliches Graubünden, Tessiner Alpen.

II. Tektonik. Hier wird zunächst ein Überblick über die Struktur der Alpen und über die Bildung der Deckfalten gegeben. Letztere be-

zeichnet Schardt wie schon früher als ein Abfließen der gefalteten Sedimente von S. nach N., „sofern man die langsame und unter der Einwirkung der Schwerkraft einem mächtigen Druck folgende Platzverschiebung einer festen Masse mit einem Abfließen überhaupt vergleichen kann". Dann werden die Einzellandschaften in folgender Reihenfolge kurz besprochen: A. Alpen. 1. Kristalline Alpen (Zentralmassive). a) Massive mit Fächerstruktur: Massiv der Aiguilles rouges, des Mt. Blanc, Aar-, Gotthardmassiv. b) Dom- oder Deckmassive, d. h. liegende Falten aus kristallinen Gesteinen, von denen bloß der aufgewölbte Rücken oder der Stirnrand sichtbar ist: I. Decke der Dt. Blanche, Gneiszone des Mte. Rosa, Zone des Großen St. Bernhard, Gneisdecke des Mte. Leone, Zone des Lebendun-, Zone des Antigorio-, Zone des Crodogneises; II. Tessiner Gneismassen, dazu auch die Adulamasse; III. Graubündner Gneismassen (Albula-, Julier-, Disgrazia-, Bernina-, Silvrettamasse). 2. Südliche Kalkalpen. 3. Zentrale Glanzschieferzone. 4. Nördliche Kalkalpen helvetischer Fazies. a) Falte der Dents du Midi. b) Deckfalte der Diablerets. c) Wildhorn-, Wildstrubelfalte. d) Deckfalte des Mte. Bovin. e) Verbindung der Wildstrubelfalte mit den östlichen Decken. 5. Präalpen der Chablais-Stockhornzone. — Klippen. (In den Voralpen werden die Decke der mittleren Präalpen, der Hornfluhbreccie und die rhätische Decke unterschieden, ferner als unterste Decke die Sattelzone, eine Verzweigung der Mte. Bovindecke, in welch letzterer sich ein Übergang von der helvetischen zur Glanzschieferfazies einstellt[1].) 6. Rhätikon und Ostalpen. B. Mittelland. C. Jura.

III. Oberflächenskulptur. In diesem Abschnitt wird namentlich die Entstehung der Täler behandelt.

IV. Paläogeographie. Aus diesem Kapitel, das die erdgeschichtliche Entwicklung der Schweiz bespricht, möge nur einiges hervorgehoben werden, was Verf. über die Entstehung der Alpen sagt. Nach seiner Ansicht entstand im Beginn des Oligocäns zwischen dem südlichen Alpenrand und der zentralen Glanzschieferzone eine erste Überhöhung und Faltung. Diese in Überschiebung begriffenen Gebirgsmassen bewegten sich gegen das oligocäne Flyschmeer und reicherten dessen Sedimente mit feinen und gröberen Gesteinstrümmern an. Die nördliche Alpenzone blieb noch unter diesen Sedimenten begraben, bis die Faltung nach Norden vorschritt und auch die helvetische Zone ergriff, wodurch die Flyschbildung ein Ende nahm. Die Nagelfluhablagerungen am Alpenrande wurden — „selbstverständlich", schreibt Schardt — im W. von der überschobenen Klippendecke, im O. von der großen Ostalpendecke genährt. Das Pliocän ist dann die Zeit der großen Alpenerhebung und -faltung. Dabei kamen die überschobenen Klippendecken durch förmliches Abrutschen über die nördlichen Falten hinweg bis auf die Molasse zu liegen. Die letzten Stöße der dislozierenden Kräfte warfen die äußersten Alpenfalten auf schon tief erodierte Molasse.

---

[1] In dem Profil p. 146 ist eine besondere Niesenflyschdecke ausgeschieden.

V. Erdbeben.

VI. Geschichte der Geologie der Schweiz, von Gessner bis auf die Gegenwart.

Besondere Erwähnung verdienen noch die zahlreichen Profile, mit denen das Kapitel geschmückt ist, und in denen z. T. eine große Arbeit des Verf.'s steckt und oft eine Stellungnahme desselben zum Ausdruck kommt. So sind sehr interessant die Profile „Bündner Gneisdecken im Gebiet zwischen Scesaplana und dem Piz Umbrail" und „Geologisches Profil durch die Bündner Alpen vom Flimserstein bis Val di Livigno nach Heim, Zoeppritz, Schiller, Hoek, v. Seidlitz, Theobald etc." Aus letzterem Profil geht hervor, daß Schardt die Adula als Wurzel der Klippendecke, die Tambomasse als Wurzel der Breccien-, die Surettamasse als Wurzel der rhätischen Decke auffaßt. Sehr instruktiv sind ferner die Profile durch die Waadtländer und die nördlichen Walliser Alpen. Das Profil durch die Urner und Schwyzer Alpen zeigt, daß Schardt die Wurzel der Drusberg—Pilatusdecke in der Urserenmulde sucht.

Otto Wilckens.

L. Krumbach: Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Tripolis. (Palaeontographica. **53**. 1906. 51—136. Taf. 7—9.)

Die ursprüngliche Absicht, nur die Fauna der obersten Kreidebildungen in Tripolitanien zu bearbeiten, erweiterte Verf. in dankenswerter Weise dahin, daß er zerstreute Literaturangaben zu einem zusammenhangenden Bilde des Vorkommens und der Verbreitung der verschiedenen Formationen in der Küstenregion, dem nordtripolitanischen Gebirgszug und seiner Fortsetzung zur Hamada-el-Homra sowie in der letzteren, in dem großen Depressionsgebiet von Edeyen, dem Ahazgar-Gebirge mit seinem Vorland, der Hamada von Mursuk und dem Schwarzen Gebirge zusammenstellte. Es ergab sich hinsichtlich der Verteilung der Formationen auch hier die für Nordafrika geltende Regel, daß im Süden paläozoische Gebilde fast ausschließlich vorherrschen, gegen Norden ein breiter Gürtel mesozoischer und eine schmale Zone känozoischer Bildungen folgen.

Als älteste Gebilde erscheinen kristalline Bildungen, darüber Amsak-Kalk, Taita-Schiefer und Tassili-Sandstein, von denen nur das devonische Alter des letzteren feststeht. Am Südrand der Hamada von Mursuk wurde das Vorkommen von *Sigillaria* festgestellt, das somit für eine Fortsetzung von Carbonschichten nach Osten, wo sie Haug fixiert hat, spricht.

Diese alten Felsarten tauchen nach Norden unter Kreidebildungen, die hier mit dem Eindringen des cenomanen Meeres zur Ablagerung kamen und den Raum vom Südabfall der Hamada-el-Homra und ihrer westlichen wie östlichen Fortsetzung bis zum Küstengebiet erfüllen. Das Vorkommen von Inoceramenkreide bei Sexcles im Verein mit dem Auftreten cretaceischer Gesteine in den Nordausläufern des Tassili zeigt indessen eine ursprünglich weit bedeutendere Ausdehnung des Kreidemeeres nach Süden an. Das Cenoman kann als wahrscheinlich, mittleres und oberes Turon — darin

Orbitolinen —, sowie das gesamte Senon als sicher nachgewiesen gelten. Die aus vielfach etwas sandigen und dann meist gips- und eisenhaltigen Kalken und Muschelkalken gebildete oberste Kreide lehnt sich in ihrer Ausbildung an die der Nachbargebiete, besonders die der *Overwegi*-Schichten der Libyschen Wüste eng an. Auf diese Zone mesozoischer Bildungen folgt im westlichen Tripolis nicht wie in den Nachbarländern das untere Eocän mit seinen Nummulitenkalken, sondern eine pliocäne Ablagerung, welche zu den alluvialen Gesteinen der Küstenregion überleitet.

Die dem obersten Senon (Maestrichtien im Sinne LAPPARENT's, unteres Danien ZITTEL's) angehörige, von ROHLFS im Targebirge gesammelte Fauna enthält 50 Arten, unter denen mehrere nur der Gattung nach bestimmt werden konnten. Neu sind: *Discoidea Nachtigali*, *Catopygus Rohlfsi*, *Pygorhynchus tripolitanus*, *Crania Barthi*, *Alectryonia tripolitana*, *Exogyra Peroni*, *Trigonia Beyrichi*, *Crassatella Quaasi*, *Corbis Wanneri*, *Turritella septemcostata*, *T. turbo*, *Strombus parvulus*, *Fusus Baryi*, *Cypraea tarensis*. Dieselbe Stufe findet sich am Djebel Ferdjan, wo *Omphalocyclus macropora* LAM., *Cardita Beaumonti* D'ARCH. und *Crania Barthi* n. sp. gefunden wurde, ebenso in der Hamada zwischen Sokna und Sella, wie *Roudairia auressensis* COQ. und *Ovula* cf. *expansa* NOETL. erweisen. Hervorzuheben ist, daß *Hemiaster chargensis* WANNER die erste Kreideform ist, an der der bisher für rein tertiär gehaltene *Trachyaster*-Typ des Scheitelschildes festgestellt werden konnte.

Zum Schluß werden die engen Beziehungen dieser Fauna zu den gleichalterigen der Libyschen Wüste, von Tunis, Algier, der Pyrenäen sowie von Beludschistan erörtert, wodurch die Ansicht von einer direkten Verbindung des nordafrikanisch-pyrenäischen Maestrichtienmeeres mit der nord- und südindischen Region ihre Bestätigung findet. **Joh. Böhm.**

A. Buxtorf: Zur Tektonik des Kettenjura. (Ber. über die Vers. d. Oberrhein. geol. Vereins. 40. Vers. zu Lindau 1907. 29—38. 1907.)

Der größte Teil dieses Vortrags ist identisch mit dem Kapitel „Der Kettenjura, eine gefaltete Abscherungsdecke" in der Schrift desselben Verf.s „Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung. A. Stratigraphie und Tektonik." (Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz N. F. 21. Lief. p. 103—114, siehe früheres Ref.)

Otto Wilckens.

O. Ampferer: Studien über Inntalterrassen. (Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1904. **54**. Heft 1. 91—161.)

Verf. versucht den Nachweis zu erbringen, daß die Zerstücklung der glazialen Schutteinlage des Inntales, deren Reste als Terrassen abwechselnd im Süden und Norden des Flusses liegen, durch Glazial- und nicht durch Flußerosion erfolgte. Ein Mantel von Grundmoräne, der die einzelnen Terrassenstücke überkleidet, stellt dieses sicher. **Welter.**

O. Ampferer: Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. **55**. Heft 2. 369.)

Verf. beschreibt eine bogenförmig um den Tschirgant geschlungene Terrasse, der alle in Schutt oder Fels geschnittenen Furchen genau entsprechen. „Sie erscheint als eine Ausweichstelle in der glazialen Strombahn, bedingt durch den stauenden Einfluß des Pitz- und Ötztalgletschers. Diese verlegten das heutige Inntal unterhalb von Imst und zwangen den Inntalgletscher zum Ausweichen ins Gurgltal.“ **Welter.**

Arbenz, P. und Staub, W.: Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündner-Schiefer südlich von Bonaduz. (Vierteljahrsschr. nat. Ges. Zürich. **55**. 1910. 23—62.)

Blösch, E.: Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. (Dies. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIX. 1910. 593—680. 6 Fig. Taf. 20—21.)

Meyer, G. L. F. und Welter, O. A.: Zur Geologie des südlichen Graubündens. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 65—71. 3 Fig.)

Mohr, G.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.). (Mitt. geol. Ges. Wien. **3**. 1910. p. 104—213. 19 Fig. Taf. 6—10.)

Rothpletz, A.: Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des Säntisgebirges. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 321—324.)

Seidlitz, W. v.: Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Straßburger Hütte an der Scesaplana. (Festschr. z. 25. Bestehen d. Sekt. Straßbg. d. Deutsch-Österr. Alpen-Vereins. 1910. 45—68. 7 Fig. 10 Taf.)

Tornquist, A.: Alpen und Apennin auf Sardinien und Korsika. (Geol. Rundschau. 1910. 1—12. 1 Fig.)

Welter, O. A.: Über die tektonische Stellung der Walliser Gneisdeckfalten. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 163—166.)

Wilckens, O.: Über Faltung im Adulagebirge (Graubünden). (Dies. Jahrb. f. Min. etc. 1910. I. 79—90. 3 Fig. Taf. 8—13.)

Stratigraphie.

Allgemeines.

F. Frech: Über die Klimaänderungen der geologischen Vergangenheit. (Comptes Rendus des Internationalen Geologen-Kongresses. Mexiko 1907.)

Die Fähigkeit der Kohlensäure, die dunklen Wärmestrahlen in erheblichem Maße zu absorbieren, d. h. Ausstrahlung der irdischen Wärme in den Weltraum zu hindern und so das Klima in erwärmendem Sinne zu beeinflussen, ist durch neuere Experimente und Berechnungen außer Zweifel gestellt (s. Arrhenius, Rubens und Ladenburg, 1904—1905).

Durch den Nachweis gewaltiger triadischer Massenausbrüche in British Columbia sowie durch die weite Verbreitung jungtriadischer Eruptivgesteine in Mexiko, Peru, Neu-Caledonien und Neuseeland erklärt sich die erhebliche Anreicherung der Atmosphäre mit Kohlensäure und die hohe, während des ganzen älteren Mesozoicum (Trias, Jura [1], untere Kreide) auf der Erde herrschende Wärme.

Die Kohlenbildung ausgedehnter autochthoner Flöze erfolgt in den Zonen gemäßigter (nicht tropischer [2]) Wärme und pflegt vielfach einer Eiszeit voran zu gehen. D. h. die Kohlenbildung entspricht dem allmählichen Herabgehen der Wärme, so im Obercarbon der Nordhemisphäre, bei den Laramiekohlen der oberen Kreide Nordamerikas, bei der liburnischen und garumnischen Kohle der oberen Kreide Südeuropas und den tertiären Braunkohlen.

Die nach einer Eiszeit oder einer Abkühlungsperiode gebildeten Kohlen (Torf der Gegenwart, Eocänkohlen z. B. in Ungarn und England, Dyas- und Triaskohlen der Südhemisphäre) pflegen weniger mächtig zu sein als die vor einer solchen gebildeten Kohlen.

Eine Wüstenperiode kennzeichnet in Europa nur den Schluß der paläozoischen Ära, d. h. die Steinsalz- und Kalibildung in Norddeutschland. Die Zeit des Rotliegenden entsprach in Mittel- und Westeuropa vorwiegend einer Steppenperiode; doch sind in den Konglomeraten Beweise für mächtige Erosionsbildungen vorhanden. Die Ausdehnung der Wälder nahm während der Rotliegendperiode nach oben zu gleichmäßig ab.

Für die Frage der Einheitlichkeit oder Vielheit der quartären Eiszeit ist die Entwicklung und Verbreitung der Landsäugetiere von größter Bedeutung. Für die Einheitlichkeit der Eiszeit spricht das allmähliche Aussterben der Formen eines wärmeren Klimas im Altquartär Europas, das Fehlen irgendwelcher selbständig gebildeter Säugetierspezies während der angenommenen Interglazialzeiten, endlich die Art des Vordringens der arktischen, aus Sibirien stammenden Säuger. Das sibirische Mammut und das wollhaarige Rhinoceros, die erst nach der Eiszeit in Europa allmählich erlöschen, sind während der hypothetischen Interglazialzeiten weder nach Finnland noch nach Skandinavien, noch nach dem eigentlichen Spanien [3], noch nach Italien gelangt. Das Zentrum der nordeuropäischen Vereisung sowie die Hochgebirgswälle der südeuropäischen Halbinseln waren demnach von einheitlichen, die Kälteperiode überdauernden Eismassen bedeckt.

---

[1] Die weite Ausdehnung jurassischer Eruptivgesteine in Südamerika ist schon seit längerer Zeit bekannt.

[2] Unter vollkommenem Luftabschluß, d. h. in begrenzten Wasserbecken, werden sowohl in der Gegenwart wie im Tertiär in den Tropen (Sumatra) Pflanzenstoffe aufgespeichert.

[3] Der spanische Fundort Santander liegt an der von Frankreich direkt zugänglichen Nordküste; das zweifelhafte Vorkommen bei Turin ist postglazial.

Zu einem gleichartigen Schlusse berechtigt für Nordamerika die in nördlicher Richtung mit beinahe mathematischer Regelmäßigkeit erfolgende Abnahme der einheimischen aus dem jüngeren Tertiär stammenden Säugetiere. In gleichem Maße nehmen in Nordamerika die arktischen aus Ostsibirien stammenden lebenden Säugetiere zu; eine Mischung der Faunenelemente ist nicht erfolgt. **Frech.**

Silurische Formation.

Olaf Holtedahl: Studien über die Etage 4 des norwegischen Silursystems beim Mjösen. (Videnskabs-Selskabets Skrifter. I. Math.-naturw. Klasse. 1909. No. 7. Christiania 1909. 76.)

In der vorliegenden stratigraphischen Arbeit wird die Schichtenfolge der Etage 4, dem mittleren Teil des Untersilurs entsprechend, in dem bisher wenig untersuchten Gebiet beim Mjösen-See in Norwegen aufgestellt. Es zeigt sich, daß die Entwicklung sowohl von Fauna wie Gesteinen in den meisten Abteilungen der Etage von der sonst im südlichen Norwegen bekannten beträchtlich abweicht. Nur der unterste Horizont, der *Ogygia*-Schiefer, der auf den Orthocerenkalk folgt, ist wie gewöhnlich entwickelt. Sonst sind die *Chasmops*-, *Trinucleus*- und *Isotelus*-Abteilungen (wie sie bei Kristiania und in der Gegend Langesund—Skien beschrieben sind) durch abweichende Kalksandsteine, Schiefer und Kalke mit einer eigentümlichen Fauna, die durch das allgemeine Auftreten von den Siphoneengattungen *Coelosphaeridium* und *Cyclocrinus* charakterisiert ist, repräsentiert. Daneben tritt eine Reihe von Brachiopoden, Trilobiten, Cephalopoden, Gastropoden, Monticuliporiden auf. Besonders die Trilobiten weichen von den gewöhnlichen norwegischen in entsprechenden Ablagerungen anderswo beträchtlich ab und nähern sich — wie auch viele der anderen Formen — vielmehr esthländischen Arten. Die sonst leitenden Gattungen, *Trinucleus* und *Isotelus*, sind im oberen Teil der Etage beim Mjösen gar nicht gefunden. Die Erklärung dieses Verhältnisses ist nach Verf. wesentlich — nach vorgenommenen Untersuchungen über den Gehalt der Ablagerungen an terrestrischem Material und die Korngröße dieses Materiales — in weniger bedeutenden Tiefen zu suchen. Zuletzt wird in einer Besprechung der allgemeinen faziellen Verhältnisse in Skandinavien zu diesen Zeiten an die gesetzmäßige Verbreitung von Kalk- und Schiefergesteinen zur Zeit des *Ogygia*-Schiefers aufmerksam gemacht. Das Vorhandensein von wesentlichem Schiefer im Westen, in Norwegen, und Kalk im Osten, Schweden und Esthland, macht es wahrscheinlich, daß noch weiter gegen Westen ein Festland gelegen war, das als Heimat des niedergeschlagenen terrestrischen Materials anzusehen ist. In den folgenden Zeiten ist, jedenfalls in Norwegen, ein deutlicher Unterschied zwischen nördlichen und südlichen Gebieten zu sehen und man hat hier wahrscheinlich festes Land im Norden.

Holtedahl.

Fearnsides, W. G.: On the Tremadoc slates and associated rocks of Southeast Carnarvonshire. (Quart. Journ. geol. Soc. **66**. 1910. 142—188. Taf. 15—17.)

Erdmannsdörffer, O. G.: Zur Stratigraphie des Bruchberg-Ackersilurs im Oberharz. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 227—230.)

Denckmann, A.: R. Lepsius über Denckmann's Silur im Kellerwalde, im Harz und im Dillgebiet. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 221—227.)

Reed, F. R. C.: New fossils from the Dufton shales. (Geol. Mag. 1910. 211—220. Taf. 16—17.)

Moberg, J. C.: Guide for the principial silurian districts of Scania (with notes on some localities of mesozoic beds). (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **32**. 1910. 45—194. Taf. 1—5.)

Juraformation.

H. Counillea: Sur le gisement liasique de Hucc-Nien, province de Quang-Nam (Annam). (Bull. Soc. géol. France. (4.) **8**. Paris 1908. 524. Pl. XI.)

Hucc-Nien liegt im Becken des Ke-Koa, einem kleinen linksseitigen Zufluß des Song-thu-Bong in Annam. Die mächtigen anthrazitführenden Schiefer, Sandsteine und Puddinge der rhätischen Stufe sind von liassischen Schichten überlagert, deren tiefere Partie aus einer ungefähr 200 m mächtigen Wechsellagerung von Schiefer, Sandsteinen und vereinzelten Kalkbänken besteht; darüber liegen gelbliche tonige Sandsteine mit verkieselten Baumstämmen und darüber rote Sandsteine. Die untere Abteilung enthält ein 60 cm mächtiges Kohlenflöz und führt folgende Versteinerungen des Hettangien: *Aegoceras longipontianum* Opp., *Turritella rhodana* Mart., *Chemnitzia polita* Mart., *Cerithium Dumortieri* Mart., *Acteon sinemuriensis*, *Monotis substriata* Ziet., *Gervillia* cf. *lanceolata*, *Nucula ovum* Sow., *N. subovalis* Goldf., *Astarte subcarinata* Mü., *A. Voltzii* Goldf., *Protocardium Philippianum* Dunk., *Tancredia marcignyana* Mart. **V. Uhlig.**

F. Trauth: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. (Mitt. geol. Ges. Wien. **1**. 112 ff. Taf. IV—VII.)

—: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients. 1909. **22**. 1—142. Taf. I—IV.)

In diesen beiden Arbeiten hat Verf. die unter dem Namen der Grestener Schichten in der Literatur bekannte eigentümliche litorale

Entwicklung des Lias am Nordrande der Ostalpen in sehr gründlicher Weise sowohl in ihrem Auftreten im Schichtverband als auch in ihrer stratigraphischen und faunistischen Bedeutung monographisch bearbeitet.

In der ersten der beiden Publikationen, der Profiltafeln und Kärtchen beigegeben sind, beschreibt TRAUTH das klippenförmige Auftreten der terrigenen, als dunkle Schiefer, Sandsteine und Kalke entwickelten Grestener Schichten im Pechgraben, in der Grossau, in der Umgebung von Hinterholz und Gresten, bei Reinsberg und Bernreuth. Der Lias tritt teilweise in Verbindung mit anderen mesozoischen Schollen in Form von tektonischen Klippen in dem nicht näher gegliederten obercretaceischen und alttertiären Flysch auf. Diese Vorkommen werden vom Verf. als „ostalpine Klippenzone" zusammengefaßt und als Fortsetzung der lepontinischen Region der Schweizer Alpen betrachtet. Sie leiten in die südliche karpathische Klippenzone UHLIG's über. Im Sinne der Überfaltungslehre wäre auch die ostalpine Klippenzone als die zwischen Kalkalpen und Flyschzone aufbrandende Stirnregion der lepontinischen Decken anzusehen. Ein Übersichtskärtchen (Taf. IV) veranschaulicht die Situierung dieser Klippen am Nordsaum der Kalkalpen.

In der zweiten umfangreichen Monographie gibt Verf. zunächst eine sehr eingehende Darstellung der Wandlungen, die sich betreffs der Grestener Schichten in der Literatur vollzogen haben. Erst durch die Arbeiten SUESS' und STUR's wurden die liassischen Flöze ihrem Alter nach erkannt und von dem gleichfalls kohleführenden Lunzer Sandstein getrennt, mit dem sie ursprünglich vermengt wurden.

Unter „Grestener Schichten" werden von TRAUTH die an der Grenze zwischen der Flysch- und der nördlichen Kalkalpenzone auf einer Strecke von fast 200 km auftretenden küstennahen Bildungen des Lias verstanden und in folgender Weise gegliedert:

Die Basis bildet einen Komplex von Kohlenflöze führenden Sandsteinen, Arkosen und Schiefertonen, welch letztere die teils aus dem Liegenden, teils aus dem Hangenden der Flöze stammende Grestener Flora geliefert haben und dem untersten Lias (etwa der *Planorbis*-Zone, vielleicht sogar noch den Grenzschichten von Rhät und Hettangien) angehören.

Darauf folgen die „Grestener Schiefer" (Pleuromyenschichte STUR's), deren Versteinerungen hauptsächlich für eine Gleichstellung dieses Komplexes mit dem Hettangien (namentlich der *Angulatus*-Zone) sprechen. Auch die untere Hälfte der *Bucklandi*-Zone dürfte noch durch diese Bildung vertreten sein.

Auf ihr lagern die „Grestener Kalke" (Terebratel-, *Pecten*- und Rhynchonellenschicht SUESS'), welche auf Grund der Fossilien die Äquivalente des oberen Lias α (obere Hälfte der *Bucklandi*- und *Tuberculatus*-Zone) des Lias β, γ und vielleicht auch δ bilden. Bei Hinterholz wird auch die *Margaritatus*-Zone durch schwärzliche, kalkigsandige Schiefertone repräsentiert. Stellenweise haben sich Gesteine der Grestener küstennahen Fazies selbst noch im unteren und mittleren Dogger abgelagert.

Dagegen wird eine Anzahl von Vorkommen innerhalb der nördlichen Kalkalpen, die von verschiedenen Geologen als Grestener Schichten angesprochen wurden, als nicht zu der typischen Grestener Entwicklung gehörig ausgeschieden. Das Vorherrschen von Kalken, das Zurücktreten oder der vollständige Mangel von Sandsteinen, Schiefern und Kohlenflözen sowie die Fossilarmut berechtigt zu dieser Auffassung.

Die Küste, an der sich die litoralen Bildungen abgelagert haben, ist kontrovers. Verf. ist geneigt, diese nicht in der böhmischen Masse, sondern in dem Nordstrand der lepontinisch-penninischen Autochthonregion zu suchen.

Die Fauna der Grestener Schichten wird hauptsächlich von Bivalven und Brachiopoden zusammengesetzt. Es werden 165 Arten und Varietäten angeführt, von denen 29 als neu beschrieben werden. Neue Arten sind: *Rhynchonella subaliena, Terebratula Grossaviensis, Waldheimia opima, Pinna Sturi, Gervillia subalpina, Gervillia* n. sp., *Gryphaea Geyeri, Modiola Bernreuthensis, M. amplior* Stur, *Modiola* n. sp., *Cardinia astartoides, Unicardium robustum, Pleuromya pelecoides, Pl. triangula, Pleuromya* n. sp., *Gresslya eucitica, G. Petersi, Pholadomya vallis piceae, Ph. Neuberi* Stur, *Thracia Fickeri, Turbo* n. sp., *Juliana Hinterholzensis.*

Von den anderen beschriebenen Formen treten in weiterer Verbreitung und häufig auf: in den Schiefern und meist auch in den Kalken: *Avicula inaequivalvis* Sow., *Posidonomya Bronni* Voltz, *Gervillia* cf. *acuminata* Tqm., *Lima subdupla* Stopp., *Pecten tumidus* Hartm., *P. Hehli* d'Orb. *P. textorius* (Schloth.), *P. valoniensis* Defr., *P. priscus* (Schloth.), *Plicatula spinosa* Sow., *Ostrea anomala* Tqm., *Gryphaea obliqua* Goldf., *Myoconcha decorata* (Münst.), *Modiola* cf. *scalprum* Sow., *Cucullaea Münsteri* Goldf., *Astarte irregularis* Tqm., *Unicardium rugosum* (Dekr.), *Protocardia Philippiana* (Dekr.), *Pleuromya striatula* Ag.; aus den Grestener Kalken: *Spiriferina Haueri* Suess, *Sp. rostrata* Schloth., *Rhynchonella austriaca* Suess, *Rh. variabilis* Schloth., *Terebratula grestenensis* Suess, *T. punctata* Sow., *Waldheimia perforata* (Ptt.), *W. numismalis* (Lam.), *W. subnumismalis* Dav., *W. cornuta* Sow., *Lima punctata* Sow., *L. antiquata* Sow., *Pecten liasianus* Nyst., *Gryphaea cymbium* Lam., *G. arcuata* Lam., *Cardinia Listeri* Sow., *C. gigantea* Quenst., *Megalodon pumilus* Gümb., *Pholadomya ambigua* (Sow.).

Seltener sind Gastropoden. Erwähnt wird *Pleurotomaria expansa* Sow., ferner *Turbo, Trochus, Littorina, Natica, Promathildia* und *Protocerithium.*

Von Cephalopoden seien angeführt: *Nautilus rugosus* Buv., *N. alatus* Schloth., *Racophyllites* cf. *diopsis* Gemm., *Arietites Conybeari* Sow., *A. rotiformis* Sow., *A. Bucklandi* Sow., *Schlotheimia, Aegoceras, Cycloceras Maugenesti* d'Orb., *Amaltheus margaritatus* Montf.

Aus oberliassischen und mitteljurassischen, in Grestener Fazies entwickelten Gesteinen stammen u. a.: *Harpoceras opalinum* (Rein.) (Hinterholz), *H. Murchisonae* Sow. (Pechgraben), *Stephanoceras Humphriesianum* (Sow.) (Gresten).

Der für diese reiche Fauna auf sehr breiter Basis durchgeführte Vergleich mit anderen europäischen Liasvorkommen ergibt einen starken mitteleuropäischen Einschlag. Das außeralpine Frankreich mit 75, beiden Gebieten gemeinsamen Arten und das schwäbisch-fränkische Gebiet mit 71 Spezies zeigt die meisten Beziehungen zur Fauna der alpinen Grestener Schichten. Alpin-mediterrane Formen sind in geringerem Maße vertreten, die Anwesenheit solcher Typen beweist immerhin einen Austausch von Faunenelementen beider Ablagerungsgebiete. Interessant sind die Beziehungen zu dem in ähnlicher Fazies entwickelten Lias in der Zone der Freiburger Alpen sowie zu den Grestener Schichten der Karpathen und des Balkangebietes. Einige Formen, wie *Spiriferina Moeschi* Haas, *Terebratula grestenensis* Suess und *Spiriferina Haueri* Suess scheinen auf diese Gebiete beschränkt zu sein. Die der Arbeit beigegebenen vier Fossiltafeln zeichnen sich durch klare Ausführung aus. **Friedrich Blaschke.**

F. Trauth: Über den Lias der exotischen Klippen am Vierwaldstätter See. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1. 1908. 413—485. Mit 2 Taf. u. 1 Textfig.)

Verf. behandelt in dieser stratigraphisch-paläontologischen Studie an der Hand eines reichen Fossilmaterials die Entwicklung der der äußeren Zone der Freiburger Alpen angehörigen Liasablagerungen der exotischen Klippen am Vierwaldstätter See, deren geologische Untersuchung namentlich von Kaufmann, Stutz, Moesch und Tobler durchgeführt wurde.

Am Stanserhorn werden unterschieden: Hettangiensandsteine (Psilonotensandstein), Hettangienkalk, Sinemurien und Liasien in kalkiger Entwicklung, Toarcien in Form von Tonschiefern, die stark an die schwäbischen Posidonienschiefer erinnern. Ähnlich ist die vom Hettangienkalk bis zum Toarcien reichende Schichtfolge am Buochserhorn, kleinere Vorkommen von Mittellias stammen vom Arvigrat, von der Musenalp, Klewenstock und den Mythen.

Im ganzen werden 106 Arten unterschieden, ihrer Zusammensetzung nach ist die Tiergesellschaft als eine Bivalven-, Ammoniten- und Brachiopodenfauna angesprochen worden.

Als neue Spezies werden beschrieben: *Terebratula Tobleri* n. sp., *Pecten Schmidti* n. sp., *Ostrea Stutzi* n. sp., *Myoconcha* n. sp. ind., *Ceromya Niethammeri* n. sp., *Phylloceras* n. sp. ind., *Lytoceras* n. sp. ind.

Der Vergleich mit anderen gleichalterigen Ablagerungen ergibt eine große Verwandtschaft mit den Liasablagerungen Südwestdeutschlands. Eine Anzahl von Formen ist bisher nur aus dem Lias des außeralpinen Deutschlands bekannt geworden. Etwas kleiner ist die Anzahl der mit dem außeralpinen Frankreich gemeinsamen Formen. Die Liassedimente der Vierwaldstätter Klippen, die sich petrographisch und faunistisch vollkommen an die äquivalenten Gebilde des Chablais und der Freiburger Alpen anschließen, tragen somit ein ausgesprochen mitteleuropäisches Gepräge. Für die alpin-

mediterrane Region bezeichnende Elemente treten nur in sehr geringem Ausmaße auf; die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen sind in ihrer oberen, kalkigen Entwicklung durch ihre lithologische Beschaffenheit und Fauna sehr ähnlich, enthalten aber weniger Ammoniten und mehr alpine Faunenelemente. Die Zusammensetzung der Fauna deutet auf eine Ablagerung in der Flachsee hin. **Friedrich Blaschke.**

J. Oppenheimer: Über den Dogger und Malm der exotischen Klippen am Vierwaldstätter See. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 1. 1908. 486—503.)

Die vorliegende Veröffentlichung des Verf.'s enthält die Ergebnisse der Untersuchung einiger Fossilsuiten, welche aus dem Bajocien, Bathonien, Callovien und Malm der exotischen Klippen am Vierwaldstätter See stammen.

a) Bajocien und Bathonien.

Innerhalb dieser in der Fazies der Freiburger Alpen ausgebildeten und *Cancellophycus scoparius* führenden Doggerstufen, welche eine Mächtigkeit von 200—300 m besitzen, können vier stratigraphische Horizonte nachgewiesen werden:

1. Das obere Aalénien (*Murchisonae*-Zone) und
2. das obere Bajocien (*Humphriesianus*-Zone), zu welchem die schwarzen Sandkalke des Rübigrabens am Kleinhorn (Stanserhorn) und vielleicht auch die Sandkalke von Bachscheitli an der Klewenalp gehören.
3. Der die Grenze von Bajocien und Bathonien darstellende Bifurcatenhorizont, welcher im Kohlgraben und westlich Gisi am Stanserhorn und auf der Ostspitze des Arvigrates in Form bräunlicher, an *Phylloceras, Cosmoceras* (bf. *C. garantianum* d'Orb.), *Stephanoceras* und *Patoceras* reichen Schiefermergel und südlich der Krinne am Stanserhorn als eine harte, kalkige Bank erscheint.
4. Das untere Bathonien; zu demselben werden glimmerreiche Sandkalke und untergeordnete harte Kalke des Brand- und Lochgrabens und der Gegend nördlich Krinne am Stanserhorn, ferner die Sandkalke der Buochserhornspitze und von Trogmatt am Buochserhorn, des Bleikibachtobels an der Musenalp und eines Felskopfes südlich der Zwischenmythenpaßhöhe gestellt, welche *Lytoceras tripartitum* Rasp., *Stephanoceras Blagdeni* Sow., *Cosmoceras subfurcatum* Ziet., *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. und *Posidonomya alpina* Gras. geliefert haben.

An der Aahornalpe stellen sich über den *Cancellophycus*-Schichten oolithische Bänke mit Belemniten ein.

Die petrographische und faunistische Übereinstimmung dieser Ablagerungen mit den äquivalenten der Montagne de Lure und der in den südfranzösischen Voralpen entwickelten „facies dauphinois" ist eine auffallende. In den Ostalpen läßt nur das Bajocien der St. Veiter Klippe bei Wien enge Beziehungen zu jenem der innerschweizerischen Klippen erkennen.

b) Callovien.

An den Mythen (namentlich bei Griggeli) sowie am Buochserhorn und Arvigrat finden sich an Phylloceren und anderen Ammoniten *(Perisphinctes, Hecticoceras, Lytoceras, Sphaeroceras, Macrocephalites)* reiche, braune Kalke des unteren Callovien (Macrocephalenzone), welche eine Art vermittelnde Stellung zwischen dem mediterranen und mitteleuropäischen Kelloway einzunehmen scheinen und auch an die von Haug beschriebenen gleichalterigen Schichten der südfranzösischen Voralpen erinnern; mit den ostalpinen Klaus- und Vilserkalken weisen sie keinerlei Verwandtschaft auf.

c) Unterer Malm.

Am Stanserhorn besteht derselbe aus nachstehenden Gliedern:

1. Splitterigem Pflanzenkalksandstein, welcher übrigens auch am Buochserhorn durch Tobler nachgewiesen werden konnte.
2. Darüber grobbankiger Echinodermenkalk an der Studfluh, welcher bei Steinberg eine exotische Geröllbank einschließt. Er wird auf der Rinderalpe durch sandige, dem *Cancellophycus*-Dogger ähnliche Kalke ersetzt.
3. Darüber folgt der vom oberen Malm überlagerte Calcaire concretionné (*Transversarius*-Zone).

Am Arvigrat wird der untere Malm von hellen, sandigen Echinodermenkalken gebildet, im Gebiete der Musen- und Klewenalp erscheint er teils als lichter, zuckerkörniger Dolomit, an dessen Basis Birmensdorfer Fossilien auftreten, teils als bräunlicher Kalk mit Oxfordversteinerungen (Tannigbühl, Felsen ob Aahorn).

d) Oberer Malm.

Vorherrschend als dunkel- bis hellgrauer und weißlich anwitternder Felsenkalk ausgebildet. Durch Fossilfunde sind drei verschiedene Niveaus konstatiert worden:

1. Nerineen- und korallenführende graue Kalke des Kimmeridge, welche Koby an der Aahornalp bei Niederrickenbach (Musenalp) und Stutz an den Mythen und der Klewenalp angetroffen hat.
2. Dunkle, Ammoniten einschließende Kalke des Tithon an den Mythen (Erbslangg, Rotefluh) und der Klewenalpe (Stock bei Emmeten).
3. Tonhaltige Kalke mit Belemniten, die sich bereits den Neocomfleckenmergeln nähern, am Kl.-Mythen und der Musenalp.

Der schweizerische Klippenmalm stellt eine lithologisch und faunistisch wohl charakterisierte Einheit dar, welche der ostalpinen Malmentwicklung gegenübergestellt werden kann. **F. Trauth.**

E. Stolley: Über den oberen Lias und unteren Dogger Norddeutschlands. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXVIII. 1909. 286—334.)

In dieser inhaltsreichen Studie versucht Verf. den gegenwärtigen Stand der Stratigraphie des norddeutschen Oberlias und Unterdoggers darzustellen.

Die Posidonienschiefer, deren oberste Zone (*Bifrons*-Schichten) durch das häufige Auftreten von *Frechiella brunsviciensis* Stoll. ausgezeichnet ist, reichen in einer der subhercynischen, z. T. völlig entsprechenden Entwicklung bis ins baltische Küstengebiet (Liasgeschiebe von Schleswig-Holstein und Lübeck, Dobbertin in Mecklenburg, Grimmen in Pommern).

Die Bank mit *Harpoceras striatulum*, welche Denckmann als das höchste Glied der im Salzgitterer Höhenzug zwischen den *Bifrons*- und *Jurensis*-Schichten eingeschalteten Dörntener Schiefer betrachtet hat, trennt Verf. wegen ihrer universellen Verbreitung (Nord- und Süddeutschland, Frankreich, England) von denselben ab und rechnet sie zu ihrem Hangenden.

Keine geringere horizontale Ausdehnung als die *Striatulum*-Zone besitzt die außerordentlich fossilreiche und bis 2 m mächtige Zone des *Harpoceras dispansum* (mit *Lytoceras Germaini*), welche bei Sehnde nach dem Vorherrschen von Dumortierien der *Levesquei*-Gruppe geradezu als *Levesquei*-Schichte bezeichnet werden kann. Stets scheint diesem Horizonte ein konglomeratisch-brecciöser Charakter eigentümlich zu sein, der in der „Schlewecker Breccie" seinen extremsten Ausdruck findet und auf einen allgemeinen Abrasionsprozeß zu jener Zeit hinweist. Die Breccie von Schlewecke besteht aus einem Haufwerk von Belemniten- und Ammonitenfragmenten und Blöcken eines grauen oolithischen Kalkes mit Phosphoritknollen innerhalb der *Dispansum*-Mergel.

Auch die nun folgende Zone des *Harpoceras aalense* weist in Nordwestdeutschland eine ebenso große Verbreitung wie die beiden vorigen auf, ist aber weniger mächtig als diese. Sie erscheint gegen den nächst höheren Horizont (*Radiosa*-Zone) faunistisch nicht scharf abgegrenzt und zeigt ähnlich der *Dispansum*-Zone — aber in abgeschwächtem Grade — den brecciösen Charakter einer Abrasionsbildung.

Der durch ihren Fossilreichtum und ihr eigentümliches Faunengepräge auffällige Zone der *Dumortieria radiosa* und des *Oxynoticeras affine* kommt im subhercynischen Lias—Doggergebiete nur eine lokale Gültigkeit zu (z. B. bei Dörnten). Ihre eigentliche Bedeutung erlangt sie erst weiter westlich in der Region der Hilsmulde, woselbst sie Faunenelemente der *Aalense*- und besonders der *Opalinus*-Schichten aufnimmt und auf Kosten der letzteren eine ganz ansehnliche Mächtigkeit erreichen kann.

Die nun folgenden und bis 30 m mächtigen *Opalinus*-Schichten, welche vorwiegend aus dunklen, plastischen Tonen bestehen, gliedert Verf. in eine untere Zone mit *Lytoceras torulosum* und *Lioceras lineatum* (*Torulosus*-Schichten) und in eine obere mit *Lytoceras dilucidum*, dem typischen *Lioceras opalinum* und *Trigonia navis* (obere *Opalinus*-Schichten). Die *Torulosus*-Schichten von Schlewecke zerfallen überdies in einen unteren mergelig-konglomeratischen Horizont, der sich faziell an die Schlewecker Breccie anschließt, und in einen oberen, rein tonigen.

Das Hangende der *Opalinus*-Schichten stellt das Niveau des *Inoceramus polyplocus* dar, welcher von Steuer im Gebiete zwischen

Hildesheim und Sehnde in die drei aufeinanderfolgenden Zonen des *Ammonites Murchisonae, concavus* und *Sowerbyi* zerlegt wird. In anderen Gegenden Nordwestdeutschlands fehlt gelegentlich die eine oder andere dieser Zonen oder es schalten sich zwischen ihnen noch weitere ein.

An diese Ausführungen schließen sich Vergleiche der eben besprochenen Ablagerungen mit dem Toarcien und unteren Bajocien von Süddeutschland an.

In der zwischen der *Bifrons*- und *Radians*-Zone Schwabens entwickelten Zone des *Harpoceras variabile* erblickt Verf. ein ungefähres Äquivalent der Dörntener Schiefer; der schwäbischen *Jurense*-Stufe oder dem Lias ζ, welcher die *Radians*-, *Insigne- (= Jurense-)* und *Aalense*-Zone umfaßt, entsprechen beiläufig die *Striatulum*-, *Dispansum*- und *Aalense*-Schichten Nordwestdeutschlands; die Schlewecker Breccie findet in der Boller Ammonitenbreccie ihr Analogon, deren Fauna hauptsächlich auf die *Dispansum*-, *Levesquei*-, aber auch auf die *Aalense*-Zone hinweist; in dem Vorkommen von *Oxynoticeras serrodens* und *Dumortieria pseudocardiosa* in den *Aalense*-Schichten Schwabens glaubt Verf. eine Andeutung der *Radiosa-affine*-Zone der Hilsregion zu erkennen; die Gliederung der *Opalinus*-Stufe in das *Torulosus*- und obere *Opalinus*-Niveau ist beiden Gebieten gemeinsam.

In Franken scheinen sich der *Striatulum*- und *Bifrons*-Horizont in die Fauna der Dörntener Schiefer zu teilen.

Was das elsässische Juragebiet anlangt, so schaltet sich hier zwischen der *Striatulum*- und *Dispansum*-Zone eine selbständige *Fallaciosum*-Zone ein, welche in Nordwestdeutschland höchstens in der *Dispansum*-Zone angedeutet erscheint, und läßt sich ein faunistisches Zusammenfließen der *Aalense*- und *Radiosa*-Zone konstatieren.

Abweichend von der nordwestdeutschen Juraentwicklung sind in Lothringen die *Dispansum-Levesquei*-Schichten einerseits von der *Fallaciosum*-Zone scharf getrennt, und anderseits mit der *Aalense*-Zone innig verschmolzen. Die von Benecke über den *Levesquei*-Schichten und unter dem Ammoniten der *Radiosa*- und *Opalinus*-Schichten führenden „grauen Lager" unterschiedene Zone der *Dumortieria Kochi* fehlt der Juraregion Nordwestdeutschlands.

Besondere Berücksichtigung verdient der Vorschlag des Verf.'s, die Lias—Doggergrenze, welche in Schwaben so scharf durch die Verschiedenheit der *Aalense*-Mergel und *Torulosum*-Schichten markiert ist, in Elsaß zwischen der *Insigne-(= Dispansum-)*Zone und den darüber liegenden Schichten mit *Astarte Voltzi* (und *Dumortieria radiosa*), in Lothringen unmittelbar über der *Kochi*-Zone und in Nordwestdeutschland über der *Aalense*- und unter der *Radiosa-affine*-Zone zu ziehen. F. Trauth.

Borissjak, A.: Über die Juraablagerungen des Höhenzuges Bajsun-Tau in Ost-Buchara. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 303—307.)

Buckman, S. S.: On certain jurassic (inferior oolite) species of Ammonites and Brachiopoda. (Quart. Journ. geol. Soc. London. **66**. 1910. 90—110. Taf. 9—12.)

Dacqué, E.: Dogger und Malm aus Ostafrika. (Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. **23**. 1910. 1—62. 18 Fig. Taf. 1—6.)

Finckh, A.: Die Horizonte von *Psiloceras subangulare* Oppel und *P. Hagenowi* Dunker im unteren Lias von Stuttgart. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 164—165.)

Furlani, M.: Die Lemes-Schichten, ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mitteldalmatien. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **60**. 1910. 67—98. 1 Fig. Taf. 3—4.)

Horwood, A. R.: The transition-bed and crinoidal band in the middle Lias. (Geol. Mag. 1910. 274. 278.)

Picard, E.: Über den unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1909. **30**. I. 3. (1910.) 576—622. Taf. 22—23.)

Richardson, L.: The Inferior Oolite Vertebrates of the Cotteswold Hills. (Geol. Mag. 1910. 272—274.)

Simionescu, J.: Studii geologice si paleontologice diu Dobrogea. II. Lamelibranchiatele, Gastropodele, Brachiopodele si Echinodermele diu paturile jurasice dela Harsova. (Acad. Romana. No. 25. 1910. 1—109. 17 Fig. 7 Taf.)

Tornquist, A.: Der Nachweis anstehender Malmkalke zwischen Tilsit und Memel. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 147—152.)

Kreideformation.

H. Schröder: Unterer Emscher am Harzrande zwischen Blankenburg und Thale. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **56**. 1909. 61—64. Taf. 14, 15.)

Durch den Eisenbahneinschnitt zwischen Blankenburg und Thale wurden bei Timmenrode Sande und Mergel erschlossen und in letzteren u. a. Fossilien zahlreiche Inoceramen gefunden, von denen der bisher nur durch Beschreibung bekannte *Inoceramus subquadratus* Schlüt. abgebildet wird. Diese Art tritt noch am Harzrande bei Hohenrode, Grauhof und am Paradiesgrunde auf; sämtliche Fundorte weisen auf tiefen Emscher hin.

Der Sandgehalt der obigen Mergel nimmt nach Süden schnell ab und der Kalkgehalt zu, so daß sich bald ohne scharfe Grenze ein sehr kalkiger Mergel einstellt. Es findet somit auch hier ähnlich wie bei Goslar und nordwestlich davon eine kontinuierliche Entwicklung des Emschers aus dem Turon statt. **Joh. Böhm.**

W. Koehne: Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der „Albüberdeckung“ im Frankenjura. (Sitz.-Ber. physik.-med. Soz. Erlangen. **37**. 1905. 321—342.)

Die Hochfläche des fränkischen Jura wird großenteils nicht von nackten Felsen des weißen Jura, sondern von diesen überlagernden sandigen und tonigen Bildungen eingenommen. Diese geben nun Aufschluß über die Geschichte des Gebietes seit Schluß der Jurazeit.

Im Nordgau finden sich in der Umgegend von Betzenstein (zwischen Nürnberg und Pegnitz) beim Dorfe Mergners, bei Hüll und Eckenreuth Kalkblöcke turonen Alters, deren Größe, Lage, petrographische Ausbildung und fossilen Inhalt (vorzüglich Bryozoen, *Callianassa* und *Serpula filiformis*) eingehend beschrieben wird. Was die Bildungsweise des Gesteins angeht, so handelt es sich wohl um ein Bryozoenriff, eine Küstenbildung des Turonmeeres, die ihren reichen Kalkgehalt dem Umstande verdankt, daß sie unmittelbar dem Jurakalk aufsaß, während fremdes Material nur in geringem Grade herbeigeführt wurde. Solches bildete die Einschlüsse, abgesehen von konkretionären Quarzkörnern. Das spärliche Auftreten dieser Einschlüsse wurde wahrscheinlich durch Meerestiere verschleppt. Gegenüber der Ansicht, daß dieselben in Verwerfungsspalten eingesenkt und so erhalten geblieben seien, tritt Verf. für die Annahme ein, daß den Turonkalkblöcken (Betzensteiner Kreidekalken) durch Auslaugung des Jurakalkes die Unterlage entzogen wurde, so daß sie in Schlotten hineinstürzten, wo sie erhalten bleiben konnten.

Daran schließen sich kurze Bemerkungen über tertiäre und quartäre Schichten.

Für Gümbel's Angabe von Kreidevorkommen oberhalb der Mörnsheimer Plattenbrüche im Altmühlgebirge liegen nicht genügende Gründe vor; es könnten vermutlich obermiocäne Sandbildungen in ihnen vorliegen.

Auf den Umstand, daß die Juraschichten fast nur durch chemische Auflösung zerstört werden, während die Überdeckungsgebilde für diese kaum angreifbar sind und fast nur mechanischen Kräften zum Opfer fallen, ist der Fund der „Kalminger“, Blöcke aus fein- bis grobkörnigem Sandstein mit quarzigem Mittel, in verschiedenen Niveaus zurückzuführen, wie auch durch die Auswaschung der Unterlage das Auftreten scheinbarer Stauchungserscheinungen, die mit denen, welche Thürach als Wirkungen der Vereisung auffaßt, große Ähnlichkeit haben. **Joh. Böhm.**

C. Gagel: Über den angeblichen Gault von Lüneburg. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. **61**. 1909. 416. 1 Taf.)

In Vertiefungen der Steinmergelbank bei Lüneburg wurden vom Verf. unabgerollte Exemplare von *Belemnites ultimus* d'Orb., zahlreiche abgerollte bezw. korrodierte Exemplare von *B. minimus* List, sodann abgerollte kleine Belemniten mit langer Bauch- und Rückenfurche sowie mit

langer Bauchfurche gefunden, Demnach erscheint es sicher, daß *B. minimus* sich hier auf sekundärer Lagerstätte befindet und die Transgression eine solche des Cenoman ist. **Joh. Böhm.**

R. Bärtling: Über die obere Kreide im Südosten des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. (Berichte d. Niederrhein. geol. Ver.)

Östlich von Schelk, wo die Schichten des produktiven Carbon an einer Verwerfung abschneiden, liegt das Cenoman nicht mehr, wie westlich davon, auf produktivem Carbon, sondern auf den Schiefertonen des oberen Flözleeren und ändert damit auch ziemlich unvermittelt seine Ausbildung. Die Mächtigkeit steigt auf über 30 m, und während im Westen nur eine Gliederung im Essener Grünsand und *Varians*-Pläner möglich ist, bilden sich nun im Osten zonenweise scharfe, petrographische Unterschiede heraus. Bei Bausenhagen läßt das Cenoman sich von oben nach unten gliedern in: 1. fossilarme, hellfarbige Mergelkalke (arme *rotomagensis*-Schichten), 2. Hornsteinbank, eine Kalkbank mit dunklen Hornsteinausscheidungen, 3. unteren Grünsand mit reicher Fauna, in der *Schloenbachia varians* vorherrscht, und 4. Toneisensteinkonglomerate.

Das Turon enthält im Südosten des Ruhrkohlenbeckens: 2 Grünsandlagen, die rasch verschwinden und in Pläner übergehen. In einigen Bohrprofilen zeigt der *Labiatus*-Pläner einen grünlichen Farbenton. Als Fazies des *Labiatus*-Pläners wird die Zone des *Actinocamax plenus* aufgefaßt.

Nach Norden, ins Innere des Münsterschen Beckens hinein, geht das Cenoman schneller in die normale Fazies über als in westöstlicher Richtung; dabei wird eine erhebliche Mächtigkeitszunahme der Schichten unter dem Emscher beobachtet, die aber fast ganz dem Cenoman zugute kommt, während das Turon nur wenig anschwillt. Demnach entfernen wir uns in der Richtung nach Norden schneller von der Strandlinie des Kreidemeeres als nach Osten, ihr Verlauf wich sonach wenig von der heutigen Südgrenze des Cenoman ab.

Tiefbohrungen in dem Gebiete zwischen Hamm, Ahlen, Münster und Lüdinghausen haben nur bei Elvert unter dem Essener Grünsand noch schwarzen glaukonitischen Mergel mit *Aucellina gryphaeoides* angetroffen, der jedoch noch dem Cenoman zuzurechnen ist. **Joh. Böhm.**

R. Bärtling: Ein neues Vorkommen von oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippenmulde des Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. **60**. 1908. 188—190.)

In der Tiefbohrung Trier IX, etwa 6 km nördlich von Dorsten a. d. Lippe, wurde nach untercenomanem Grünsand eine ca. 0,5 m mächtige Bank eines dunklen, glaukonitführenden Tonmergels mit *Inoceramus*

sulcatus Park., sonach oberer Gault, durchsunken. Das Gestein erinnert an das des mittleren Gaults bei Stadtlohn.

Da die Bohrung sich nur etwa 23 km von dem Vorkommen oberen Gaults bei Wesecke entfernt befindet, so lag die Annahme nahe, daß mit dem neuen Vorkommen die geschlossene Decke der unteren Kreide gegen Stadtlohn hin beginne. Sie bestätigte sich nicht, so daß es sich um eine isolierte Scholle zu handeln scheint, deren Zusammenhang mit dem geschlossenen Gebiet der unteren Kreide im Norden wieder zerstört ist.

Auch bei Hünse dürfte nur eine Scholle vorliegen; Tonmergel aus der Bohrung Schermbeck II ließen sich ihrem Alter nach nicht sicher bestimmen. Immerhin bestätigt der Nachweis solcher vereinzelter Schollen die Ansicht des Verf.'s, daß am Westrande des Münsterschen Beckens die große jüngere Kreidetransgression bereits im oberen Gault einsetzte. Der Zusammenhang der Schollen mit der geschlossenen Decke der unteren Kreide ging bei Oszillationen der Strandlinie dieser Periode wieder verloren.

Joh. Böhm.

R. Bärtling: Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. **60**. 1908. 36—45.)

Während der Nord-, Ost- und Südrand der westfälischen Kreidemulde auch orographisch hervortreten, ist der Westrand flach und eingeebnet und meistens unter einer mehr oder weniger mächtigen diluvialen Decke verborgen. Aus den eintönigen tischebenen Heideflächen erheben sich nur einzelne flache Rücken mit einem Kern des älteren Gebirges (meist Sandsteinhorizonte der unteren Kreide oder Kalke des Turon). Der Gault wird durch Flammenmergel, Tone mit *Belemnites minimus* und *Hoplites splendens* (Rutoff bei Wessum), Grünsand mit *Inoceramus concentricus* (Jammertal, Stadtlohn, Öding, Wesecke), Tone mit *Hoplites tardefurcatus* (Stadtlohn bis zum Amtsvenn) und Gaultsande, resp. Sandstein (Stadtlohn bis Hörsteloe) vertreten.

Die darunter liegenden, an Toneisenstein-Geoden reichen Tone gehören dem Aptien und Barrêmien an. Bei Alstätte enthalten sie *Hoplitoides Bodei* v. Koen., *H. Weissi*, *Acanthoceras Martini* und Foraminiferen.

Das Hauterivien ist als Sande und Sandsteine (Basler Berge, Hörsteloe, Wellar, Lüntener Berg), mit stellenweise eingelagerten Eisensandsteinen, das Valanginien als dunkle fette Tone (Haarmühle) entwickelt.

Den Beschluß macht das Wealden. Dieses, wie die Schichten der unteren Kreide, älter als oberer Gault, treten südlich Stadtlohn nicht zutage.

Die Unterlage des Wealden bilden Lias, Muschelkalk und Buntsandstein. G. Müller's Lias- und Wealdentransgression bleiben für den Westrand des Münsterschen Beckens bestehen. Weiter südlich kommt die Transgression des oberen Gault hinzu, an dessen Stelle schon nördlich Hervest-Dorsten die des Cenoman getreten ist.

Die Kreide hat in diesem Gebiet im allgemeinen nordsüdliches Streichen mit Fallen von 15° nach Osten. Der Beckenrand wird hier in eine Reihe Spezialfalten zerlegt, von denen hauptsächlich die Mulde von Alstätte, der Sattel von Kohfeld, die Mulde des Lüntener Berges und von Öding und der Sattel von Wesecke zu nennen sind. Zahlreiche streichende Verwerfungen und Querstörungen zerstückeln das Gebiet.

Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Die Zone des *Actinocamax plenus* in der Kreide des östlichen Böhmen. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **55**. 1905. 399—434. Taf. 10. 8 Textfig.)

Die zwischen dem cenomanen Quader und dem unterturonen Pläner gelegene Plänersandsteinstufe läßt sich von Schlesien aus weit hinein nach Böhmen verfolgen und ist bald dem Cenoman, bald dem Turon zugerechnet worden. Infolge des Umstandes, daß die cenomane Transgression in Böhmen, Sachsen und Schlesien sich bis in das Turon hinein erstreckt, ist diese Stufe im östlichen Böhmen mitunter auf weitere Entfernungen hin in übergreifender Lagerung anzutreffen und ist ihr, da sich auch in den Gesteinen von oben nach unten der Übergang aus der sandigen Entwicklung in die des Pläners vollzieht, ein rascher Fazieswechsel eigen. Bald trifft man bräunliche, ziemlich sandige Plänersandsteine mit schwachem Glaukonitgehalt, bald gleichmäßig feinkörnige, blaugraue Plänersandsteine, bald wieder sandige, bräunliche Mergel oder auch graue, gefleckte, dünnschichtige Pläner, welche in grauen, eckigen Schutt zerfallen, endlich auch dichte, gleichmäßig graue, tonreiche Pläner, die durch Verwitterung ausbleichen. Diese Gesteine werden nach ihrem stratigraphischen Verbande auf den Blättern Josefstadt—Nachod und Trautenau—Politz eingehend verfolgt und nach ihrer petrographischen Beschaffenheit besprochen. Auf Grund der Versteinerungen, unter denen *Actinocamax plenus* Blv., und der direkten Lagerung des Horizontes unter dem *Labiatus*-Pläner kommt Verf. zu dem Ergebnis, daß derselbe dem Cenoman angehört.

Eine besondere Besprechung erfahren von den in einer längeren Liste angeführten Versteinerungen *Aequipecten decemcostatus* Münst., *A. pexatus* Woods, *Camptonectes Kalkowskyi* n. sp., *Lima (Mantellus) elongata* Sow. und *L. costicillata* n. sp. Joh. Böhm.

S. Weigner: Studien im Gebiete der Cenomanbildungen von Podolien. 1. Die Fauna der cenomanen Sande von Niziów. (Anzeiger Akad. Wiss. Krakau. Math.-naturw. Kl. 1909. 758—765. 4 Textfig.)

Bei Niziów erschließt das Dniestr-Ufer über Jurakalk folgendes Profil:

1. Eine Konglomeratschicht von wechselnder Mächtigkeit (bis ca. 20 cm).
2. Eine Sandschicht, 1,5 m mächtig.
3. Sandiges Konglomerat, ca. 1,5 m stark.
4. Dunklen, kalk- und sandreichen Ton mit Phosphoritknollen und Glaukonitkörnchen, 25—30 m.

} Nizniówer Sande.

5. Lichtgrauen, sandigen Mergel.
Turon bezw. Senon.
Diluviale Schotter und Löß.

Aus den Schichten 2—4 werden 20 Arten aufgeführt, unter denen u. a. für das galizische Podolien neu sind: *Rhynchonella antidichotoma* Buv., *Rh. Grassiana* d'Orb., *Pecten inserens* Gein., *Pteria pectinata* Sow., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Aucellina gryphaeoides* Sow. sp. und *Belemnites Tourtiae* n. sp. Mit *Aucellina gryphaeoides* zusammen erscheint *Belemnites ultimus* d'Orb., wonach der Westrand des podolischen Platte zur Untercenomanzeit transgrediert wurde.

Schicht 5 bildet wahrscheinlich das Äquivalent des an der Strypa und dem Seret entwickelten *Varians*-Mergel. **Joh. Böhm.**

W. Rogala: Über die Stratigraphie der Kreidebildungen von Podolien. (Kosmos. **34**. 1909. 1160—1165. Polnisch mit deutsch. Zusammenfassung.)

Mehrjährige Studien führten Verf. zu nachstehenden Ergebnissen:

Die weiße Kreide mit Feuersteinen, die auf Cenoman liegt und bisher als wahrscheinlich Turon oder auch Senon erklärt wurde, enthält *Inoceramus labiatus, I. Brongniarti* und *I. Cuvieri.* Die hierher gehörigen kompakten Kalksteine des südlichen Podoliens gehen nordwärts in die weiche, schneeweiße Kreide mit Feuersteinen, die um Brzezany mächtig entwickelt sind, über.

Darauf folgen die Schichten mit *I. involutus*, die nach Westen zu in die Granulatenkreide mit *Actinocamax verus* und *A. granulatus* übergeht; diese ist bei Nagrabie und anderen Lokalitäten als weiche gelbliche, weiter gegen Norden (Zablotce, Holubica) als weiße Mergel entwickelt.

Nach oben, aber zugleich auch nach Westen zu treten die weißen, grauen, manchmal von typischen Lemberger Mergeln fast nicht unterscheidbaren Mergel auf, die häufig *A. quadratus* führen. Diese taucht langsam unter die Lemberger Mucronatenkreide. **Joh. Böhm.**

W. Petrascheck: Die Kreideklippe von Zdaunek bei Kremsier. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1907. 307—312.)

Die landschaftlich sich in keiner Weise vom angrenzenden alttertiären Hügellande abhebender Scholle von Grodischter Schichten — sie hat bei 50 m Mächtigkeit eine Länge von ca. 1200 m — besteht aus Mergeln in

Wechsellagerung mit Sandsteinen, auf deren Schichtflächen Bryozoen liegen. Auch Lithothamnienknollen kommen vor. Aus dem darauf folgenden, durch Ton gebundenen Konglomerat, wittern zahlreiche Korallen aus; *Cidaris*-Stacheln und Lamellibranchiaten sind selten. Die Gerölle bestehen aus Devonkalk, Grünschiefer, Tonschieferbrocken, die wahrscheinlich dem Culm entstammen, und Kalken von mutmaßlich jurassischem Alter. Darüber folgen Sandsteine und helle Mergel. Nach Süden zu grenzt daran das Alttertiär, das mit dem Steinitzer Sandstein abschließt. Auch manche Bänke des Mazurasandsteins, des Marsgebirges sind reich an Nulliporen. Es besteht hinsichtlich der Geröllführung zwischen Grodischter und Mazurasandstein größere Übereinstimmung als zwischen jenem und dem Steinitzer Sandstein, eine Erscheinung, welche die von Uhlig vorgeschlagene Zusammenfassung der mährisch-schlesischen Kreide mit dem Mazurasandstein zu einer Einheit, der das subkarpathische Alttertiär als eine andere gegenübersteht, nur zu stützen imstande ist. Während dieses seinen groben Quarzsand aus den sudetischen Gesteinen, die heute den Außenrand der mährisch-schlesischen Karpathen bilden, bezog, entnahmen die Sandsteine der Unterkreide und der Mazurasandstein ihr Material aus einem anderen Gebiete, das nach den überlieferten Trümmern vielleicht den Gegenflügel der südsudetischen Carbonmulde bildete. Dieses Gebiet lag wohl im Süden, doch fehlt es an Anhaltspunkten, wie weit man nach Süden gehen muß, um es zu finden. **Joh. Böhm.**

R. M. Brydone: The Stratigraphy and Fauna of the Trimmingham Chalk. 1900.

T. G. Bonney and M. A. Hill: The Chalk bluffs at Trimmingham. (Geol. Magazine. (5.) **2**. 1905. 397—403, 524, 525. Taf. 22.)

B. B. Woodward: The Chalk bluffs at Trimmingham. (Ibid. 478, 479.)

H. H. Howorth: The Trimmingham Chalk. (Ibid. 525, 526.)

R. M. Brydone: Further notes on the Stratigraphy and Fauna of the Trimmingham Chalk. (Ibid. (5.) **3**. 1906. 13—22, 72—78, 124—131. Taf. 2, 3, 4, 5, 8, 9. 1 Textfig.)

—: The Trimmingham Chalk as a Zone. (Ibid. 285, 286.)

—: Trimmingham Chalk. (Ibid. 480, 527.)

A. J. Jukes-Browne: The zone of *Ostrea lunata*. (Ibid. 93, 335.)

T. G. Bonney: The Chalk bluff at Trimmingham. (Ibid. 400—406. 2 Textfig.)

W. H. Hudleston: Trimmingham Chalk bluffs. (Ibid. 525—526. 1 Taf. 2 Textfig.)

R. M. Brydone: On the subdivisions of the Chalk at Trimmingham (Norfolk). (Ibid. (5.) **5**. 1908. 134—135.)

In 7 englischen Meilen Entfernung von den nächsten Aufschlüssen erstreckt sich am Seestrande und in die Bucht von Trimmingham hinein

auf etwa $\frac{3}{4}$ Meilen eine mehr oder weniger zusammenhängende Kreidemasse mit 2 in das Steilufer hineinragenden Zinnen, südwärts treten mehrere kleinere Kreideblöcke unter dem Diluvium der Steilküste zutage. Gegen die Ansicht Bonney's und Hill's, daß sie erratischer Natur sind, hält Verf. daran fest, daß diese Kreidemassen sich in ursprünglicher Lage befinden und ihr Hauptteil weiter seewärts der heutigen Küstenlinie gelegen habe. Da *Ostrea lunata*, wonach Jukes-Browne seine Zonenbezeichnung genommen hat, sich nicht durchgehend zeigt, will Verf. an Stelle dieser Bivalve *Terebratulina gracilis* und *T. Gisei* setzen. Unter den zahlreichen von ihm aufgesammelten Fossilien sind *Pentacrinus Agassizi*, *P. Bronni* und *Echinoconus Orbignyanus* wichtig. Die Cirripedier hat Woodward einer Bearbeitung unterzogen, während Verf. die Bryozoen bisher in mehreren Aufsätzen behandelt hat. **Joh. Böhm.**

A. de Grossouvre: Sur l'âge des calcaires de Contes-les-Pins et de la Zone à *Placenticeras bidorsatum* et *Mortoniceras delawarense*. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 8. 1908. 311—315.)

Auf Grund der bei Contes-les-Pins (Seealpen) gefundenen Cephalopoden: *Pachydiscus Levyi* de Grossouvre und *Mortoniceras delawarense* Morton sp. (= *M. campaniense* de Grossouvre) — die mit vorkommenden *Micraster*- und *Echinocorys*-Arten erweisen sich nicht als auf einen einzigen Horizont beschränkt — erweist sich der sie einschließende Zementkalk als dem unteren Campanien, der Granulatenkreide, angehörig.

Joh. Böhm.

A. de Grossouvre: Sur la craie grise à Belemnitelles. (Assoc. franç. p. l'avanc. d. Sc. 36 Session. Reims 1907. 403—406.)

Die phosphoritreiche Kreide Nordfrankreichs entspricht mehreren Horizonten, die dem Santonien und unteren Campanien angehören:

1. Zone des *Actinocamax quadratus* typ., mit seltener *Belemnites mucronata* und *Offaster pilula*.

2. Zone des *Actinocamax granulatus*, *Scaphites hippocrepis*, *Pachydiscus leptophyllus* mit Übergangsformen zu *Actinocamax quadratus*. Sie entspricht dem untersten Campanien, vom Verf. als Zone des *Placenticeras bidorsatum* bezeichnet.

3. Zone des *Marsupites*, mit *Actinocamax granulatus*, *A. Grossouvrei*, *Micraster cor-anguinum*. Sie entspricht der Zone des *Placenticeras syrtale*.

Die Bildung der Phosphoritlager hängt nicht, wie Cayeux meint, mit den Gleichgewichtsschwankungen der Meere zusammen, sondern ist das Resultat der Auslaugung der Festlandsgesteine durch die meteorischen Wasser; führen diese doch jährlich mehr als 15 Millionen Kalkphosphat dem Meere zu. **Joh. Böhm.**

Tertiärformation.

Jean Boussac: Observations sur le Nummulitique des Alpes Suisses. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 9. 179.)

I. Gegenüber den Angaben in der Arbeit von Arn. Heim (dies. Jahrb. 1910. I. -119-) wird ausgeführt, daß der Übergang vom Lutétien zum Priabonien bei Altdorf etc. nicht sicher nachgewiesen ist. II. Die Pilatusschichten: Heim unterschied in seinem Lutétien, als einziger Etage der schweizer Nummulitenschichten, zwei große Horizonte, die kalkigen und sandigen Pilatusschichten und darüber den Flysch. Die ersteren, besonders ihr unterer Teil, die „Bürgenschichten" werden jetzt nicht für einen bestimmten lithologischen Horizont erklärt, sondern für verschiedene Fazies, und die Globigerinenschichten sind an verschiedenen Stellen Lutétien, Anversien oder Priabonien. III. In den brackischen Schichten, den mächtigen Sandsteinen, Kalken und Schiefern der Ralligstöcke fehlen die großen Nummuliten (*Nummulites complanatus, N. distans* etc.) des Lutétien und die Faunen des *Cerithium Diaboli,* so daß sie vielleicht dem Anversien und (die Kalke) dem Priabonien zuzurechnen sind. Die Sandsteine mit Nummuliten der Gruppe *N. contortus-striatus* vom Niederhorn wären dagegen älter als Anversien. Auf dem Westhang des Waldegg finden sich dann in den unteren Kalksandsteinen *N. complanatus* etc. des Lutétien, und die Sandsteine des Niederhorn sind weiterhin durch mächtige gelbe, sandige Schiefer vertreten. Dann wird aus Profilen an den Diablerets, am Wildhorn etc. gezeigt, daß die Schichten mit *Cerithium Diaboli* über den Sandsteinen der Ralligstöcke und des Niederhorn liegen, also auch jünger sind als die brackischen Schichten derselben. IV. In der Westschweiz und bis zum Thuner See ist das Lutétien nur wenig mächtig, wird aber nach Nordosten äußerst mächtig und umfaßt den größten Teil der Globigerinenschiefer, welche mit ihren Kalkeinlagerungen keineswegs einem einzigen Horizont angehören. V. Die Fauna der Diablerets mit *C. Diaboli* gehört zum Priabonien, nicht zum Lutétien und ist jünger als die der Ralligstöcke und des Niederhorn. *Nummulites Fabiani* findet sich nirgends in denselben Schichten und zusammen mit Arten des Lutétien, wie *N. planulatus,* obgleich alle in Sandsteinen vorkommen; *N. Fabiani* fehlt aber auch in den *Lithothamnium*-Kalken mit *N. irregularis, N. atacicus, Assilina granulosa* etc., obwohl er an verschiedenen Stellen, bei Reichenhall etc. in gleichen Gesteinen auftritt. Eine Fazies-Verschiedenheit liegt also nicht vor. Die Kalkeinlagerungen des Flysch enthalten in der östlichen Schweiz und einem Teil der mittleren *N. irregularis* etc., in der westlichen dagegen keine Art des Lutétien, sondern die kleinen Arten des Priabonien. Auch von verschiedenen zoologischen Provinzen kann nicht die Rede sein (vergl. p. -111-). **von Koenen.**

G. Hasse: Quelques notes géologiques sur les forts de Stabroeck, Broechem, Massenhove, Oeleghem, s'Gravenevezel, Brasschaet, Bornhem, Liezele-Puers, Breendonck-Wittebroek, Koningshoykt. (Bull. soc. belg. de Géol. **24**. 1. Proc. verb. 4.)

Es werden kurz die Aufschlüsse bei dem Bau der neuen Forts bei Antwerpen mitgeteilt. Unter dem Alluvium und Diluvium wird z. T. Tertiär bis zum Rupelton erreicht. **von Koenen.**

G. F. Dollfus: Essai sur l'étage Aquitanien. (Bull. Service de la Carte. Géol. de la France. **19**. No. 124. 1909.)

Die Arbeit umfaßt: I. das typische marine Aquitanien des Bordelais und seine Fauna (Sande von Lariey und Bazas); II. Das Süßwasser-Aquitanien und seine Fauna (grauer Kalk des Agenais); III. Studie über *Helix Ramondi* des oberen Stampien (weißer Kalk des Agenais); IV. Studie über *Melania Escheri*.

I. Das Aquitanien gehört zum Miocän; seine Fauna nähert sich weit mehr der des übrigen Miocän als der des Oberoligocän, zu welchem jetzt die Schichten mit *Helix Ramondi* und *Anthracotherium* (Stampien sup.) gestellt werden, der untere Teil des Aquitanien K. Mayer's.

Unter dem Aquitanien liegt bei la Brède der Asterienkalk und die Fauna von Gaas sowie der grüne Mergel mit Kalkknollen, Ausläufer der Molasse des Agenais; darüber liegt bei Saucats mariner Sand mit Blöcken von Süßwasserkalk und Geröllen und Bänken mariner Konchylien, echtes Burdigalien, so von Moulin de l'église und bei Léognan (le Coquillat).

Über dem Asterienkalk (Stampien) folgt 1. grauer und blauer Mergel und feiner heller Sand, 2. gelber und bräunlicher Sand mit einzelnen kieseligen Knollen, 3. verschieden gefärbte sandige Mergel (7 m), 4. gelbe bis braune sandige oder mergelige fluvio-marine Schichten, 5. Süßwasserkalk mit *Planorbis* und *Limneus*, 6. mariner, kalkiger Sand von Lariey mit reicher Fauna, 7. heller sandiger Ton (erfüllt von *Mytilus aquitanicus*), welcher in Süßwasserkalk mit *Limneus* und *Planorbis* übergeht. Über diesem folgt dann das Burdigalien mit *Pecten Beudanti* und ganz neuer Fauna. Die knochenführende Molasse von Leógnan gehört nicht zum Aquitanien, wie K. Mayer glaubte, sondern zum unteren Burdigalien, ebenso wie die Schichten von Cassagne bei dem Moulin de l'église.

Es folgt dann eine vergleichende Übersicht der Nummern, mit welchen K. Mayer, Tournouër, Linder, Benoist und Verf. die einzelnen Schichten des Burdigalien, des Aquitanien (oberes Lariey, unteres Bazas) und des Stampien bezeichneten, ferner ein ausführliches Verzeichnis der Arbeiten, welche die 10 einzelnen Fundorte behandelt haben.

In den folgenden Listen werden aus dem unteren und oberen Aquitanien 297 resp. 409, zusammen 466 Arten angeführt mit Fortlassung aller zweifelhaften Arten, aber mit Angabe des Vorkommens im Stampien,

in dem anderen Teile des Aquitanien, des Burdigalien, dem Helvétien der Touraine und der Jetztzeit. Die Bazasschichten und Larieyschichten haben 233 Arten gemein, mit dem Stampien 10 resp. 24 Prozent, mit dem Burdigalien 53 resp. 56 Prozent, mit der Touraine 42 resp. 36, mit der Jetztzeit 15 Prozent. Weiter wird die Verbreitung der Meeresbecken und ihr Zusammenhang erörtert.

II. Der graue Kalk des Agenais enthält unten bei Bazas noch marine Schichten mit der Fauna des oberen Aquitanien (Lariey); er liegt bei Aiguillon (L.-et-G.) unter der Molasse und dem unteren Süßwasserkalk des Armagnac und über der Molasse mit *Ostrea aginensis*, dem hellen, knolligen Kalk *(Helix Ramondi)* und der unteren sandigen Molasse des Agenais. Nach Osten geht er in kieseligen Kalk und in hellen, knolligen, harten Kalk ohne Fossilien über, über welchen stellenweise Kalk und Mergel des Armagnac liegen.

Die Fauna enthält eine Reihe von Arten von *Helix, Pupa, Clausilia, Cyclostoma, Planorbis, Limnea* etc. von welchen einzelne auch im Mainzer Becken auftreten, sowie 6 Säugetiere.

III. Studie über *Helix Ramondi* und das obere Stampien (weißer Kalk des Agenais). Im Agenais treten 5 verschiedene Süßwasserkalke auf, welche durch Tone, Mergel etc. voneinander getrennt werden. Diese Schichten mit allen Lokalnamen und wichtigsten Fossilien werden in einer Tabelle dargestellt und dem Stampien inf., Stampien sup., Aquitanien, Burdigalien und Helvétien zugerechnet. Der weiße Kalk des Agenais mit *Helix Ramondi, Cyclostoma antiquum, Planorbis cornu* und *Limnea Tournouëri*, das Stampien supérieur wird in seiner Entwicklung, Verbreitung und Fossilführung näher beschrieben, die Angaben früherer Autoren erörtert und eine Liste der Land- und Süßwasserkonchylien mitgeteilt (von welchen über 2 Drittel auch im Mainzer Becken auftreten), sowie der Wirbeltiere. Endlich folgt die Beschreibung der *Helix Ramondi* Brongn. mit zahlreichen Abbildungen auf 2 Tafeln und ein sehr langes Literaturverzeichnis nebst Angaben über das Vorkommen in verschiedenen Gegenden.

IV. Étude générale sur *Melania Escheri* Brongn. Die Beschreibung der Art mit vielen Abbildungen auf 2 Tafeln und zahlreichen Zitaten wird gefolgt von einer Angabe über die Ansichten verschiedener Autoren, über die sie begleitende Fauna von Horgen im Züricher Museum, die Einteilung der Melanien und die geographische und stratigraphische Verbreitung der *M. Escheri* und endlich das zeitliche Auftreten der Gruppe der *M. Escheri*, welche vom ältesten Tertiär bis zur Jetztzeit hinaufreicht (*M. aspenata* Lam.). Wenn auch die Hydrobienschichten des Mainzer Beckens noch zum Oberoligocän gezogen werden, so geschieht dies wohl deshalb, weil die Eppelsheimer Dinotheriensande zum unteren Miocän gestellt werden, nicht zum Pliocän, wie sonst allgemein.

von Koenen.

C. Mordziol: Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe. (Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens. 1909. **2**. 165.)

In einer längeren Besprechung der Ansichten früherer Autoren wird bemerkt, daß die niederrheinische Braunkohlenformation, in welcher Fliegel 1. liegende Schichten ohne Kohle, 2. flözführende Schichten unterschied, über dem Oberoligocän liegt, also Miocän ist, so daß die liegenden Schichten im Siebengebirge die „Vallendarer Stufe" entweder gleich dem Cerithienkalk noch in das Oberoligocän gehörten oder aber in das Miocän, oder endlich dem Cerithienkalk nicht entsprächen. Die Cerithienschichten des Mainzer Beckens sowie die *Corbicula*- resp. Hydrobien-Schichten will aber Verf. ein und derselben Stufe zurechnen, da es öfters mißlich sei, sie zu trennen. Er kommt dann zu dem Schluß, daß die Vallendarer Stufe der unteren Cerithienkalkstufe, den Cerithiensanden und Schottern entspräche, und daß beide fluviatilen Ursprungs seien und in genetischem Zusammenhange ständen, daß daher die Grenze zwischen Oligocän und Miocän zwischen den Cyrenenmergel und den Cerithienkalk zu legen sei.

Die kieseloolithführenden Schotter und Sande (Eppelsheim) sind Unterpliocän und durch eine Lücke von den vorhergehenden Schichten getrennt.

Verschiedenen Angaben und Folgerungen der Arbeit hat Ref. in einem Briefe in den Monatsberichten der Deutschen geologischen Gesellschaft widersprochen. **von Koenen.**

G. Hasse: Les sables noirs dits miocènes boldériens, à Anvers. (Bull. Soc. belge de Géol. **23**. 3513. Procès-verbal Séances. 16. Nov. 1909.)

Es werden mehrere Profile von Antwerpen angeführt, welche unter dem Diluvium nur Sable noir und z. T. noch Rupelton angetroffen haben. Eine Liste von Fossilien enthält aber vorwiegend pliocäne Arten, so daß möglicherweise der Sable gris des Scaldisien (Pliocän), welcher öfters reich an Glaukonit und recht dunkel ist, für Sable noir (Miocän) angesehen worden ist. **von Koenen.**

A. Jentzsch: Das Alter der Samländischen Braunkohlenformation und die Senftenberger Tertiärflora. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1908. **29**. 1. 58.)

Wie schon vor 19 Jahren nachgewiesen, liegt die Samländische Braunkohlenformation etwa 9 m über den obersten marinen Schichten und 22—25 m über der unteroligocänen Meeresfauna; ihre Flora ist am ähnlichsten der der miocänen niederrheinischen Braunkohlen, wenn auch deren 3 Palmenarten fehlen, noch ähnlicher aber der von Senftenberg, wie näher ausgeführt wird. **von Koenen.**

Cossmann et Peyrot: Conchologie neógénique de l'Aquitaine. (Actes Soc. Linn. de Bordeaux. **63**. 3, 4. 73—273. pl. I—VII.)

Nach Aufzählung der bisherigen Arbeiten über das jüngere Tertiär des südwestlichen Frankreich etc. werden die wichtigsten Fundorte aufgeführt und kurz geschildert: A. Das Aquitanien (unteres, mittleres und oberes). I. Entre-deux-mers, II. im Bazadais, III. im Bordelais, IV. in den Landes, Lot-et-Garonne. B. Burdigalien. I. Im Bordelais, II. Landes. C. Helvétien. I. Bordelais, II. Bazadais, III. Landes.

Auf 3 Kartenskizzen wird die Verbreitung der Stufen und die Lage der Fundorte dargestellt. In der paläontologischen Einleitung werden die Einteilungen zunächst der Pelecypoden von Dall, Steinmann etc. und dann die einzelnen Ordnungen, Unterordnungen, Gattungen und Arten besprochen.

Neu werden benannt und abgebildet: *Cuspidaria Benoisti, Pandora girondica, P. Dumasi, P. granum, P. Degrangei, Thracia attenuata, Th. Degrangei, Th. Desmoulinsi, Th. Dollfusi, Conchiodesma Benoisti, Anatina burdigalensis, Pholadomya Puschi* var. *aturensis, Pholas Koeneni, Ph. Rozieri, Martesia Bellerodei, Gastrochaena Neuvillei, Sphenia myacina, Corbula carinata* mut. *Hoernesi, C. revoluta* mut. *avicensis, C. Raulini, C. Peyrehoradensis, Semicorbula Nadali, Pleurodesma Sacyi, Cyrtodaria Neuvillei, Basterotia Biali, B. Neuvillei, Anisodonta Sancatsensis, A. Duvergieri, A. Dumasi, Ensis Degrangei, Solenocurtus antiquatus* Pult. var. *miocaenica, Mactra Benoisti, M. Künstleri, M. Grateloupi, M. Nadali, M. nucleifornis* Mayer var. *Duvergieri, Eastonia Sacyi, Semele Neuvillei, Abra cythereaeformis, A. ledoïdes, A. peyreirensis.*

von Koenen.

Arnold Heim: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. (Abh. schweiz. pal. Ges. **35**. XI und 301 p. 8 Taf.)

Verf. hatte bereits eine Übersicht über diese Arbeit veröffentlicht (dies. Jahrb. 1910. I. -119-). Hier werden nach einer historischen Einleitung sehr ausführlich in dem ersten Teil: „Stratigraphie, Lithologie, Paläogeographie, Orogenesis", die Pilatusschichten und die Flyschgruppe in zahlreichen genauen Profilen der ganzen Schweizer Alpen beschrieben, ihre Gliederung und Altersbestimmung erörtert, wonach alles dem mittleren und oberen Lutétien, also dem Mitteleocän angehören würde, nur der Altdorfer Sandstein etwa dem Obereocän. Dann folgen „Grundzüge der vergleichenden Lithologie" der verschiedenen Schichten und ein kurzes Kapitel „Das Eocänmeer und die alpine Geosynklinale". Der zweite Teil enthält die Paläontologie, Biologie und Stratigraphie, besonders die Beschreibung der Nummuliten, Assilinen und Orthophragminen; als neue Arten resp. Varietäten werden beschrieben und abgebildet: *Nummulites Boucheri* var. *falcifera*, var. *striatoides*, var. *crassiradiata* und var. *tenuispira, N. atacica* var. *crassissima, N. uroniensis* und var. *Pilatana,*

N. gallensis, Assilina exponens var. *tenuimarginata, A. mamillata* var. *tenuimarginata, A. granulata* var. *minor, Orthophragmina discus* var. *granulatotenuis,* var. *granulatocrassa,* var. *laevicrassa* und var. *laevitenuis, O. Pratti* var. *major.* In einem allgemeinen Teil wird endlich der Dimorphismus und die Ontogenie, der Generationswechsel etc. etc. besprochen und gefolgert, daß „die Nummuliten keine guten Leitfossilien sind", sowie daß eine franco-alpine und eine helveto-bavarische Provinz unterschieden werden können. **von Koenen.**

Andrussow, N.: Über die stratigraphische Bedeutung der sogenannten Konkaschichten. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 147—153.)

Arnold, R.: Environment of tertiary faunas of the pacific coast of the United States. (Journ. Geology. **17.** 1909. 509—533.)

Blank, E.: Zur Entwicklung des Pontus im jüngeren Tertiär. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 230—240.)

Delkeskamp, R.: Die alttertiären Ablagerungen des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. (N. Zeitschr. f. Min., Geol. u. Pal. I. 1. 1910. 6—10.)

Friedberg, W. v.: Miocän in Szczerzec bei Lemberg. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **60.** 1910. 163—178. 8 Fig.)

Gaal, St.: Vorläufiger Bericht über die Süßwasser- und Landschneckenfauna aus den südungarischen sarmatischen Ablagerungen. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 400—407. 2 Fig.)

Joksimomowitsch, Z. J.: Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagem. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **62.** 1910. 43—96. 7 Fig. Taf. I—III).

Joksimowitsch, Z. J.: Nachtrag zu meiner Arbeit: „Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagem." (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 163.)

Koenen, A. v.: Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 121—122.)

Krantz, W.: Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. (Dies. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIX. 1910. 180—268. 24 Fig. Taf. 4—6.)

Oppenheim, P.: Über die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen im Anschluß an das gleichlautende Werk von Dr. Arnold Heim. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 243—249, 280—285.)

Quartärformation.

E. Wüst: Das Vorkommen von *Pisidium astartoides* Sandb. im deutschen Diluvium. (Nachrichtsbl. d. deutsch. Malakozool. Ges. **41.** 1909. 183—186.)

Die ausgestorbenen, bisher nur im Diluvium Englands und Dänemarks gefundene Muschel wird für die Mosbacher Sande von Mosbach und

von Weinheim an der Bergstraße nachgewiesen. Beigegeben ist eine Liste der von W. Freudenberg in den Mosbacher Sanden der Gegend von Weinheim an der Bergstraße gesammelten Konchylien. **Wüst.**

S. Clessin: Die Tuffablagerung im Tale der Schwarzen Laaber. (S.-A. aus Ber. Nat. Ver. Regensburg. **11.** 1905/06. 1908. 22 p.) Nachtrag. (Ibid. **12.** 1907/08, 1910. 6 p.)

Ausführliche Behandlung des früher (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -431-) schon kürzer behandelten Travertinvorkommens. Die Travertine liegen unter der Talsohle des Laabertales. Ihre Oberfläche liegt 2—5 m über dem Laaberspiegel. An Konchylien sind der früheren Veröffentlichung gegenüber 7 neu hinzugekommen. **Wüst.**

S. Clessin: Eine pleistocäne Konchylienfauna bei Mintraching (Regensburg). S.-A. aus Ber. Nat. Ver. Regensburg. **12.** 1907/08, 1910. 2 p.)

19 Konchylien, darunter die aus Südbayern nicht bekannte *Valvata macrostoma* Sternb. und vier in der Gegend sonst nur im Löß gefundene Arten (*Helix terrena* Cless., *Succinea putris* L. var. *solida* Cless., *S. Schumacheri* Andr. und *Limnaea palustris* Müll. var. *diluviana* Andr.) aus „moorigem Boden". **Wüst.**

J. Babor und J. Novák: Verzeichnis der posttertiären Fauna der böhmischen Weichtiere. (Nachrichtsbl. d. deutsch. Malakozool. Ges. **41.** 1909. 118—128, 145—162.)

Ein bloßes Artenverzeichnis, dem eine ausführliche Fauna folgen soll. Das Verzeichnis umfaßt das ganze Bereich der Böhmischen Masse. Die heute im Gebiete nicht mehr lebenden, also ausschließlich dessen pleistocäner Fauna angehörenden Formen sind kenntlich gemacht. Die Verf. erweitern durch ihre Funde unsere Kenntnis der pleistocänen Molluskenfauna der Böhmischen Masse sehr erheblich, doch wird ein Eingehen auf ihre Ergebnisse besser bis zum Erscheinen der angekündigten Fauna verschoben. Hervorgehoben sei indessen, daß die Verf. die bisher nur aus den Mosbacher Sanden bekannte *Helix (Trichia) alveolus* Sandb. im mittelböhmischen Elbegebiete lebend gefunden haben. **Wüst.**

Th. Kormos: Zwei neue Gastropoden aus dem ungarischen Pleistocän. (Földtani Közlöny. **39.** 1909. 95—99.)

Buliminus (Chondrula) Horusitzkyi n. sp. aus Löß von Nagybecskerek und *Lithoglyphus antiquus* n. sp. aus lößbedecktem Kiese

von Pilismarót. Die Fundschicht des *L. antiquus* n. sp. lieferte außerdem: *L. naticoides* Fér., *Valvata naticina* Mke., *Neritina danubialis* (Mhlf.) C. Pfr., *N. transversalis* (Z.) C. Pfr. und *Pisidium amnicum* Müll. Wüst.

H. Rauff: Älterer Löß am Niederrhein. (S.-A. aus Verh. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. **65**. 1908. 7 p.)

Verf. erklärt Steinmann's Deutung des Profiles am Nordabhange des Rodderberges bei Mehlem im Sinne des Auftretens von älterem und jüngerem Löß für nicht zureichend bewiesen und beschreibt seinerseits einige Lößprofile mit älterem und jüngerem Löß aus dem Umkreise des Rodderberges. Wüst.

Th. Kormos: *Campylaea banatica* (Partsch) Rm. und *Melanella Holandri* Fér. im Pleistocän Ungarns. (Földtani Közlöny. **39**. 1909. 204—210.)

Campylaea banatica, eine rezent bisher nur aus Siebenbürgen und dem Banate bekannte, vom Verf. aber auch für Slavonien nachgewiesene Art wurde in Siebenbürgen bei Miriszló (Komitat Alsófehér) in Schottern (teils im heutigen Tale, teils auf einer 44 m hohen Terrasse) und in Löß und bei Eskűllő im Komitate Bihar in einem Quellkalke zusammen mit *Buliminus detritus* Müll. gefunden.

Melanella Holandri Fér. var. *afra* (Z.) Rm., eine heute in Kroatien, Kärnten und Krain lebende Form wurde in Quellkalken thermalen Ursprungs bei Tata im Komitate Komárom gefunden. Diese Quellkalke enthalten außerdem die Schnecken *Melanopsis (Hemisinus) acicularis* Fér., *M. (H.) Esperi* Fér. und *Neritina Prevostiana* C. Pfr., welche alle heute noch in den lauwarmen Quellen von Tata leben. In dem „Kalkgrus", welcher die Thermalkalke überlagert, verschwinden die aufgezählten Arten „fast vollständig" und werden durch folgende Arten ersetzt: *Helix (Xerophila) costulata* C. Pfr., *Buliminus (Chondrula) tridens* Müll., *Limnaea (Gulnaria) lagotis* Schr., *L. (G.) peregra* Müll., *L. (Limnophysa) transsylvanica* Kim. Die daraus hervorgehende höchst interessante Veränderung der Wassermolluskenfauna führt Verf. auf Zufuhr kalten Wassers zu dem Thermalwasser zurück. Auf das Alter des Thermalkalkes von Tata fällt einiges Licht durch den Fund eines Backzahns von *Elephas antiquus* Falc. Erwähnt sei auch die kurze Erwähnung eines Fundes von schönen *Astacus*-Resten aus dem Kalktuffe von Tata. Wüst.

W. Freudenberg: Das Diluvialprofil von Jockgrim i. d. Pfalz. (Ber. über die Vers. d. oberrhein.-geol. Vereins. **18**. 1909. 65—68.)

Die im Tonlager von Jockgrim gefundene Säugetierfauna umfaßt: *Hippopotamus amphibius, Elephas Trogontheri, Rhinoceros etruscus, Bison*

priscus, *Cervus* aff. *verticornis*, *C. elaphus*, *Capreolus caprea*, *Equus caballus* (nicht *Stenonis*), *Ursus* sp., *Trogontherium Cuvieri*. Die Fauna ist älter als die erste große Vereisung (Mindeleiszeit), doch jünger als die von Mauer. Über dem Ton folgt Braunkohle und Rheinsand mit *Elephas antiquus*, dann rostiger Rheinkies mit *E. primigenius*.

W. Freudenberg.

W. Freudenberg: Parallelexkursion ins Quartär von Weinheim an der Bergstraße. (Ber. über die Vers. d. oberrhein.-geol. Vereins. 18. IV. 1909. 37—39.)

Es werden etwa sieben Diluvialhorizonte unterschieden, die sich auf drei Säugetierfaunen im großen und ganzen verteilen.

1. Die Fauna von Mosbach und Mauer am Pilgerhaus mit *Rhinoceros etruscus*, *Elephas* sp. *(antiquus?)*, *Trogontherium Cuvieri*, *Arvicola* sp., *Cervus elaphus*, *Capreolus caprea*, *Bison* n. sp.

2. Die mitteldiluviale Fauna, Sande und Tone im Liegenden des älteren Löß bei Birkenau mit *Elephas primigenius (Trogontherii)*, darunter *E. antiquus*, *Equus caballus*, sehr große Form. Hieran schließen sich grobe Schotter der Hochterrasse, die mit älterem Löß wechsellagern. Sie enthalten *Equus*, große Form und *Elephas* sp. auf primärer, *Bison* und *Elephas antiquus* auf sekundärer Lagerstätte in der Niederterrasse.

3. Die jungdiluviale *Tichorhinus*-Fauna ist enthalten: a) in „Mittelterrassenschotter" an der Basis des jüngeren Löß, etwa der obersten Verlehmungszone des älteren Löß von Achenheim entsprechend; b) in jüngerem Löß; c) in jüngerem Flugsand = Niederterrassenschotter.

a) führt *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus* (beide im Lützelsachsener Tälchen), *Rangifer tarandus*, *Cervus elaphus* im Gorxheimer Tal. Hier auch *Equus caballus*, große Form.

b) enthält *Equus*, mittelgroße und kleine Form, *Elephas primigenius*, meist etwas weitlamellig, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus euryceros*, in wohl etwas höherem Niveau *Ovibos* sp. (in bräunlichem Löß), *Rangifer tarandus*, *Cervus elaphus* (var. *spelaeus* Owen), *Ursus spelaeus*, *Canis vulpes* (die letzten drei am Huberg, die andern am Pilgerhaus), *Spermophilus* cf. *rufescens* am Schlangenbühl.

c) führt immer nur (an drei Stellen nachgewiesen) ein kleines Steppenpferd, in der „Dornbach" ein tadellos erhaltenes Skelett, von *Ovibos moschatus* fand sich ein vollständiger Schädel im „jüngeren Flugsand" des Schlangenbühls, *Spermophilus* cf. *rufescens* an der Dornbach, *Bison?*, gespaltener Metatarsus, *Elephas primigenius*, *Rangifer tarandus* am Schlangenbuhl. Hier auch eine Lößfauna wie am Huberg.

W. Freudenberg.

A. Rutot: Note préliminaire sur la coupe des terrains quaternaires à Hofstade. (Bull. Soc. Belge de Géol. 23. 1909.)

Bei Hofstade, 4 km südlich von Malines, wurde für den Eisenbahnzweck ein Wasserreservoir angelegt, durch welches große Aufschlüsse im Diluvium geschaffen sind.

Die westlichen Profile ergaben:

1.	Gelber Sand, an der Basis mit feinem Grand . . .	1,20 m
2.	Wohlgeschichtete Lehm- und Sandlagen im Wechsel	2,00—3,00 „
3.	Grober, lockerer Sand, mit schräger Schichtung, ungleichmäßig in die Lage 4 eindringend	0,50—1,00 „
4.	Wohlgeschichtete grobe Sande	3,00—4,00 „
5.	Dünne Lage von Feuersteingeröllen, mit verschiedenen paläozoischen Gesteinen vermengt und mit großen Blöcken von Phylliten, Quarziten und Quarz. Auf Lage 5 zahlreiche Reste der Mammutfauna	0,10—0,15 „
6.	Glaukonitischer Ton	2,00 „

1 wird als Flandrien, 2 und 3 als Hesbayen, 4 als Campinien, 5 als reduziertes Moséen aufgefaßt. Nach Osten ergänzt sich das Moséen zu einer Folge von ca. 4—5 m.

Nach Rutot's Darstellung ist das Moséen in den westlichen Profilen von Hofstade stark erodiert; die Sande des Campinien greifen tief hinein und teilweise bleibt nur eine schwache Kieslage zwischen Campinien und anstehendem Tertiär als letzter Überbleibsel des Moséen.

Auf dieser, auch durch grobe Blöcke ausgezeichneten Kiesschicht wurden zahlreiche Knochen gesammelt, welche der „faune du Mammouth" zugeschrieben werden.

Im östlichen Profile ergänzt sich das Moséen von Hofstade zu

a) Geröll von Feuersteinen und Ardennengesteinen mit groben Blöcken von Phylliten, Quarziten und Quarz.

b) Komplex der groben Sande und einer dunkelgrauen, plastischen Lettenbank (glaise).

b') Sehr grober, kiesiger Sand mit zahlreichen pflanzlichen Überresten und seltenen Knochen.

c) Geröll von Feuersteinen.

Das Niveau b' soll genau mit dem Lager des *Homo heidelbergensis* von Mauer übereinstimmen; eine Bestimmung der gesammelten Säugetierknochen wird aber leider nicht gegeben. Ohne diese ist jeder Vergleich eher gefährlich als von Nutzen. Die Pflanzenreste aus b' sollen auf eine herrliche Waldflora schliesen lassen, der sich Samen von Wasserpflanzen beimischen. Nach den vorläufigen Mitteilungen Bommer's, der sie bearbeitet, sei diese schöne Flora „incompatible avec la présence du Mammouth".

Pinus sylvestris, Eiche, Birke und Haselnuß, die genannt werden, scheinen mir diese bestimmte Erklärung noch nicht zu stützen; in Fragen der Diluvialgeologie sollten prinzipielle Entscheide etwas zurückhaltend verwertet werden.

Die „Faune du Mammouth“ von Hofstade muß sehr reich sein; bisher sind ca. 12 Arten unterschieden, „unter denen man das Mammut, *Rhinoceros tichorhinus* (sehr häufig), Pferd, Ren, *Cervus euryceros, Bos primigenius* („le Boeuf“) etc. erkennt“. Möglicherweise seien aber auch *E. antiquus* und *E. intermedius* vertreten. Man wird die Bestimmungen abwarten müssen, die bei einzelnen Proboscidierzähnen gewöhnlich nur einem Spezialisten gelingt, dem der andere dann prompt widerspricht.

Rutot parallelisiert inzwischen die obere „glaise campinienne“ mit dem Höhepunkt der Rißeiszeit, während das tiefere Pflanzenlager in b' „exactement“ dem Beginn der Mindel-Riß-Zwischenzeit entspricht, „attendu que nous devons considérer la grande crue moséenne comme la résultante de la fusion des glaciers du Mindélien“. E. Koken.

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: 1910

Band/Volume: 1910_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1043-1117