

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

### Physikalische Geologie.

**De Lapparent:** Sur la signification géologique des anomalies de la gravité. (Compt. rend. 137. 827—831. 1903.)

Auf dem letzten internationalen geodätischen Kongreß wurde der Satz formuliert: Die Schwere erscheint übernormal auf dem Meer, unternormal auf dem Festland.

Im Anschluß daran hat Ricco festgestellt, daß sich die Anomalien der Beschleunigung sowohl vom Ätnagipfel als auch vom Appennin nach der Küste hin vergrößern und daß die Kurven gleicher Anomalie der Küste parallel ziehen.

Die Küste (Italien, Sizilien, Sardinien) ist Dislokationslinie, auf deren einer Seite der Meeresgrund sich senkt und zusammenpreßt, auf deren anderer das Land entweder stabil bleibt oder sich hebt. Wo sich die Kurven gleicher Schwereanomalie drängen, die Schwere sich also schnell ändert, da handelt es sich statistischermaßen um Gegenden großer Erdbebenfrequenz.

Kürzlich hat nun HECKER auf einer Reise von Hamburg nach Brasilien durch genaue Messungen (mit Barometer und Hypsometer) festgestellt, daß auf der ganzen Strecke von Lissabon bis Bahia bei Tiefen bis 3800 m, ja manchmal bis 4500 m die Schwere eine normale war, d. h. diejenige, die sich für Festland gleicher Breite im Meeresniveau ergibt. Die Tiefen variieren hier stufenweise, und nichts verrät — im Gegensatz z. B. zum westlichen Pazifik längs des Inselzuges von Japan nach den Mariannen — irgendwelche größeren Einbrüche.

Aber es läßt sich noch mehr aus HECKER's Daten entnehmen: Von Hamburg bis zum Kanal beträgt die Abweichung von der normalen Beschleunigung nur  $-0,00015$  m, über der steilen Böschung, die der Tiefe von Biskaya vorhergeht, steigt sie auf  $-0,00177$  m, vor der Tajomündung, d. h. nahe einer großen atlantischen Einsenkung von 5000 m steigt sie plötzlich auf  $+0,00152$  m, bei der Bank von Gettysburg über den großen, den Kanaren vorhergehenden Tiefen beträgt die Abweichung  $+0,00146$  m, an der jähren Senkung zwischen St. Paul und dem Äquator  $= 0,00058$ , über der steilen Erhebung des Bodens nahe dem brasilischen Kap St. Roch  $= 0,00114$  m.

Die größte beobachtete Abweichung ist diejenige auf dem Himalaya, der größten aller Falten, nämlich = 0,005 m.

Künftige Messungen können auf Grund der also wohlbegründeten Rizzo'schen Ausführungen dazu dienen, unbekannte Dislokationsgebiete sowie diejenigen Gegenden zu ermitteln, welche besonders von Erdbeben bedroht sind.

A. Johnsen.

**G. Mercalli:** Ancora intorno al modo di formazione di una cupola lavica vesuviana. (Boll. Soc. Geol. Ital. 22. [1903.] 421—428. Roma 1904.)

**R. V. Matteucci:** Se al sollevamento endogeno di una cupola lavica al Vesuvio possa aver contribuito la solidificazione del magma. (Ibid. 21. [1902.] 1903. 413—435.)

Die von **MERCALLI** früher gemachten Beobachtungen über die Entstehung der großen Lavakuppel von 1897 unterhalb der unteren Bahnstation am Vesuv (dies. Jahrb. 1901. I. -48-) sind von **MATTEUCCI**, der diese Kuppel mit einem Lakkolith verglich, neuerdings angegriffen, indem er behauptete, daß, trotz der Zusammenziehung bei der Abkühlung, die genannte Kuppel gewachsen sei durch inneren Auftrieb, und Gegenstände, die früher von bestimmten Punkten zu sehen waren, verdeckt hätte. **MERCALLI** stimmt in dem Punkte der Kontraktion mit seinem Gegner überein, betont aber aufs neue und entschiedenste, daß die Erhöhung durch Ausfluß auf der Spitze entstanden sei, den er mit aller Sicherheit hätte verfolgen können. Auch das Journal des Vesuvobservatoriums gebe solche an; wenn jener am bestimmten Tage davon nichts gesehen habe, so liege das am Nebel, der die Spitze bedeckt, was auch aus den Observatoriumsnotizen hervorgeht. In keinem Falle sei die Lavakuppel einem Lakkolithen vergleichbar, und das dürfte richtig sein.

**Deecke.**

**G. Mercalli:** Sulla forma di alcuni prodotti delle esplosioni vesuviane recenti. (Atti d. Soc. Ital. d. Scienze Natur. 42. 411—417. Taf. 9. Milano 1903.)

Ungewöhnlich gestaltete Auswürflinge des Vesuv bilden den Gegenstand dieses Aufsatzes, dem eine Tafel mit Abbildungen beigegeben ist. Zuerst sind Schlacken unregelmäßiger Gestalt genannt, die außen und auf Hohlräumen von einem Filz feiner Glasfäden, die bis 4 cm lang werden, überzogen sind. Das Magma muß sehr dünnflüssig gewesen sein, vielleicht infolge von Steigerung der Hitze im Krater. Diese Haare erinnern an das Peléehaar, sind teils farblos, teils bräunlich, und bestehen in letztem Falle aus Schlieren von gelblichem und farblosem Glase. Die zweite Gruppe sind Bimssteine, die bei den jüngeren Eruptionen des Vesuv spärlich auftraten und auf gasreiches Magma deuten. Die dritte Gruppe umfaßt tränenförmige, innen hohle Schlacken mit glänzender Glasrinde. Viertens sind kompakte Bomben von Spindelform oder S-förmiger Gestalt

erwähnt, die unter dem Namen „proietti figurati pesanti“ zusammengefaßt sind. Innen aus kristallisierter Lava bestehend, haben sie außen nur eine Schlackenhülle, die durch die Drehung beim Aufsteigen die regelmäßige Form annimmt. Die letzte Abteilung stellen Bomben (proietti figurati fratturati) dar, deren Inneres ebenfalls ein kristalliner Kern ist, dessen Äußeres aber infolge rascher Abkühlung polygonal nach der Art „Brotkrustenbomben“ zerspalten ist.

Deecke.

**G. Mercalli:** Notizie vesuviane (Gennaio—Giugno 1903). (Boll. d. Soc. Sismolog. Ital. 9. 26 p. 1 Taf. Modena 1903.)

Wie in den letzten Jahren (dies. Jahrb. 1904. I. -369-) gibt Verf. auch für die erste Hälfte von 1903 eine chronologische Darstellung der Vesuvtätigkeit. Demnach ist der Berg von Januar bis Ende Juni fast immer in Unruhe gewesen und nur 36 Tage still. Die Auswürfe trugen meist einen Strombolicharakter, der sich gelegentlich steigerte, vor allem im März und von der Mitte Juni an. Es entstanden in dem Krater von 1900 zwei regelmäßige Auswurfskegel, deren Stellung sich allmählich verschob; seit Februar ist der 60 m tiefe, 148 m im Durchmesser haltende Krater bis zu  $\frac{2}{3}$  aufgefüllt; es sind also ca. 401000 m<sup>3</sup> Schlacken und Lapilli gefördert. An besonderen Phänomenen ist die Beobachtung schöner, regelmäßiger Rauchringe in dem vor dem Winde geschützten Krater und diejenige einer im Fluge explodierenden Bombe, die sich gleichsam in einen Kometen mit Schweif auflöste, hervorzuheben. April, Mai und Juni wurden wiederholt Erzittern und Beben am unteren Ende des Aschenkegels wahrgenommen. Die Explosionen hielten oft einen bestimmten Rhythmus inne, dessen Minutenzahl in den Monaten wechselte. Unter den Gasen sind vorübergehende, sehr kräftige SO<sub>2</sub>-Dämpfe zu konstatieren gewesen, die am Vesuv relativ selten sind. Man konnte Fumarolen mit Absätzen von NaCl und KCl um die Auswurfsöffnungen unterscheiden von solchen, die im alten Krater lagen (innere Fumarolen) mit HCl, SO<sub>2</sub>, FeCl<sub>3</sub> und Sulfaten, und von äußeren, am Abhange des Aschenkegels befindlichen, die nur Wasserdampf lieferten. Diese letzten werden wohl von den erwärmten, im Boden zirkulierenden Niederschlagswassern gespeist und dringen dann an den Stellen alter Spalten als Dampfquellen zutage (Spalten von 1889 und 1891). Das ausgeworfene Material ist dann ungefähr wie im vorhergehenden Aufsatze geschildert. Die beigegebene Tafel bringt Bilder von der Gestalt des Kraters, dem Aussehen der Dampf- und Aschenwolken und der Veränderung der Explosionsöffnungen.

Deecke.

**G. Mercalli:** Notizie vesuviane (Luglio—Dicembre 1903). (Boll. d. Soc. Sismolog. Ital. 10. 25 p. 6 Taf. Modena 1904.)

Im Sommer, vor allem im August, erwachte der Vesuv zu neuer Tätigkeit. Im Juli erfolgten zahlreiche Gipfelexplosionen, am 20. ein erster, bald darauf ein zweiter kleiner Gipfelerguß. Die Lava hatte den Gipfelkrater ganz erfüllt und brach seitlich durch, indem der erste kleine

Strom gerade das Führerhaus erreichte, der zweite am großen Kegel hängen blieb. Beide Laven sind stark schlackig und Block- bis Trümmervulken. Die Explosionen dauerten bis zum 24. August an, hörten am 25. plötzlich auf, am 26. stürzte der Explosionskegel z. T. ein und bei der Spalte von 1895 öffnete sich der Hauptkegel in 1150 m Meereshöhe und gab einem Lavabache Austritt. Dieser legte 700 m zurück und ergoß sich auf das Schlackenfeld von 1895, ohne Schaden zu tun. Am 27. August entstand in 800 m Höhe an der ONO.-Seite über dem Valle dell' Inferno ein neuer Riß, aus dem große Mengen sehr flüssigen Magmas ergossen wurden und bis zum April 1904 noch immer austraten. Infolge dieser seitlichen Abflüsse sank die Säule im Zentralschlot und die ganzen seit 1900 aufgetürmten Schlacken der Spitze brachen in die Tiefe hinab, wo sie wohl eingeschmolzen und seitlich ergossen wurden. Diese Lava der Valle dell' Inferno ist ein Glas mit vielen Plagioklas-, Augit- und Magnetitmikrolithen, aber wenig Leucit, also vom Habitus eines Leucittephrits. WASHINGTON analysierte sie und fand:  $\text{SiO}_2$  48,10,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,57,  $\text{FeO}_3$  2,48,  $\text{FeO}$  6,10,  $\text{MgO}$  4,25,  $\text{CaO}$  8,16,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,67,  $\text{K}_2\text{O}$  7,90,  $\text{TiO}_2$  1,41,  $\text{P}_2\text{O}_5$  1,01,  $\text{BaO}$  0,08,  $\text{H}_2\text{O}$  0,12, Summe 99,85 %. Die äußere Beschaffenheit der fast gleichzeitig oben und unten geförderten Massen ist sehr verschieden, was augenscheinlich mit der Temperaturdifferenz und der verschiedenartigen Abkühlung zusammenhängt. Die Gipfelergüsse umschließen massenhaft ältere Trümmer, die nicht eingeschmolzen, wohl aber konzentrisch schalig zerklüftet sind und beim Schlage derartig zerfallen. Es zeigte sich ferner, daß Lava, die im langsamsten Flusse begriffen ist, durch ein unbedeutendes Hindernis, wie es ein Mäuerchen vor dem Führerhaus war, zum Stehen gebracht werden kann. Bald nachdem der Lavaerguß unten erfolgt war, begann an der Spitze die rhythmische Tätigkeit wieder zu erwachen, und Verf. schließt aus seinen Erfahrungen, daß dies bei ruhigem monate-, ja jahrelang dauerndem seitlichen Erguß das Normale sei, während nach so gewaltiger, aber kurzer Lavaförderung, wie 1872, eine lange Pause eintrat.

Deecke.

**G. Platania:** Aci Castello. Ricerche geologiche e vulcanologiche. (Mem. della Classe di scienze d. R. Accad. dei Zelanti. (3.) 2. 56 p. 3 Taf. 1 Karte. (1902—1903.) Aci Reale 1904.)

—: Sur les anomalies de la gravité et les bradysismes dans la région orientale de l'Étna. (Compt. rend. 5. April. Paris 1904.)

Das Gebiet zwischen Aci Castello und Aci Reale am Ostfuße des Atna ist Gegenstand dieser Lokalmonographie, welche somit eine viel besuchte, durch die Analcimvorkommen der Zyklopeninseln, die Palagonituffe, die alten Basalte bekannte Gegend behandelt. Im allgemeinen werden die Beobachtungen von SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN und von LASAULX bestätigt, im einzelnen sind kleine Abweichungen vorhanden. Man weiß seit lange, daß bei Aci alte Basalte in Verbindung mit Tertiär existieren, und so schildert Verf. zunächst dieses, welches zwischen Aci

Reale und Aci Castello eine nicht unbedeutende Fläche der untersten Ätnagehänge einnimmt und bis S. Niccolo und Valverde hinaufreicht. Blaue Tone und gelbe Sande mit vielen Versteinerungen sind die ältesten sichtbaren Schichten, die Fauna beider unterscheidet sich etwas; ob infolge des Fazieswechsels oder weil die Sande erheblich jünger, bleibt dahingestellt. Die Tone gehören dem obersten Pliozän (Siciliano) an, die Sande sollen bereits quartär sein und führen mittels Konglomeraten zu einem terrestrischen vulkanischen Tuff, der Elefantenknochen enthält. Da die blauen Tone Sedimente tieferen Wassers sind, hat eine beständige Hebung stattgefunden, die besonders kräftig nach dem großen Lavaerguß von 1169 einsetzte, gelegentlich durch ein Zurücksinken unterbrochen wurde, aber im großen und ganzen noch fort dauert. Höhlen im Lavaström von 1169, die jetzt hoch (13—14 m) ü. d. M. liegen, sind innen mit Meerestieren inkrustiert; das Kastell von Aci hat eine niedrige Tafel um sich, von der auf älteren Abbildungen keine Spur zu sehen ist, und Badestellen auf den Inseln sind während der letzten 30 Jahre bedeutend verflacht. Infolge dieser Hebung hatten die Tone bereits eine erhebliche Denudation erfahren, als die jüngeren Laven sich über sie ergossen; sie unterliegen auch jetzt noch einer langsamen stetigen Rutschung. Dadurch werden die auf ihnen lagernden Basaltdecken zerrissen, in Blöcke aufgelöst und rollen in die unterteufenden Mergel und Tone hinab. So entsteht der sogen. Blockbasalt, den SARTORIUS schon beschrieben, aber anders aufgefaßt hatte. In den pliozänen Tonen finden sich Nester von vulkanischem Detritus, von Augit- und Olivinkristallen etc. Daraus ist zu schließen, daß bei der Sedimentation bereits Laven ü. d. M. lagen, von denen her dieser Zersetzungsgrus in die Tone eingeschwemmt werden konnte. Die Basalte von den Zyklopieninseln und Aci sind etwas jünger, sie durchsetzen und durchschwärmen die Tone, welche in mannigfacher Weise dadurch metamorphosiert wurden. Der Palagonittuff wird als submarin betrachtet, sein Zement von Zeolithen ist weniger aus der Einwirkung von den Basaltkörnern auf den Ton als durch Zersetzung der Glasmasse entstanden. Das unveränderte Basaltglas ist der Sideromelan. In den gelben Glaskugeln treten oft zwei durch eine schmale Zone getrennte Partien auf, die innere, isotrope, ist das ursprüngliche Erstarrungsprodukt, die äußere, radialfaserige, polarisierende durch hydrothermale Umwandlung aus jenem hervorgegangen. Dies ergibt sich am deutlichsten daraus, daß die subaërischen, gleichartigen Lapilli der Carcara diese äußere veränderte Schale nicht zeigen. Die gesamten älteren Basalteruptionen gehören zwar einer einheitlichen Phase vulkanischer Tätigkeit an, sind jedoch nicht ganz gleichalterig. Auf jeden Fall haben sie mächtig auf die Tone eingewirkt, diese entfärbt, gehärtet und durch den Kalk, der dem Eruptivgestein entstammt, lokal in Mergel übergehen lassen. Diese Karbonate und die Zeolithe, deren bekanntester der Analcim ist, sollen Erzeugnisse von warmen Wassern, sei es Quellen-, sei es erhitztes Meerwasser, sein; auch die Mineralien Gips, Malachit, Anorthit (Cykloplit), selbst Pyrit werden als hydrothermal betrachtet. Dieser Neubildungsprozeß begann bald nach der Basaltförderung, erstreckte sich auch

auf die Eruptivmassen, die mit Karbonat- und Zeolithmandeln erfüllt wurden, und muß anfangs, wie die Aragonitbildung beweist, bei erhöhter Temperatur sich abgespielt haben, später bei niedrigerer, da dann nur Calcit entstand.

In dem zweiten kurzen Artikel werden nach der von DE LAPPARENT ausgesprochenen Hypothese die Hebungen bei Aci und Senkungen bei Giarre am Ostrande des Ätna in Verbindung gebracht mit dem verschiedenen Verhalten der Gravitationskonstante. Diese hat bei Aci 143 Dezimal-einheiten der fünften Stelle mehr als normal, bei Giarre nur 76, und zwar ist die Änderung sprungweise.

Deecke.

---

**J. Knett:** Das Erdbeben am österreichischen Pfahl am 26. November 1902. (Mitt. d. Erdbebenkomm. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. N. F. 18. 22 p. 2 Taf. Wien 1903.)

Am 26. November 1902 mittags hat bei Pfraumberg an der mit Quarzmasse (böhmischer Pfahl) erfüllten NNW. streichenden Dislokationspalte ein quer gerichtetes Spaltenreißen stattgefunden, das als Transversalbeben sich äußerte. Vor- und Nachbeben sind schwach gewesen, der Hauptstoß bestand aus drei Wellen, von denen die erste kräftige Schallerscheinungen hervorrief. Die Verbreitung des Stoßes ist nach S. regelmäßig, entsprechend dem Streichen, nach N. unregelmäßig mit Bebeninseln. Simultanbeben etc., was alles wohl darauf zurückgeht, daß die Bewegung in das ONO. streichende Erzgebirgssystem hineinsetzte.

Deecke.

---

**H. Credner:** Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das WIECHERT'sche Pendelseismometer in Leipzig. (Abh. d. math.-phys. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. 38. 420—525. 1904. 26 Seismogr. 1 Karte.)

**J. Knett:** Vorläufiger Bericht über das erzgebirgische Schwarmbeben 1903 vom 13. Februar bis 25. März, mit einem Anhang über die Nacherschütterungen bis Anfang Mai. (Mitt. d. Erdbebenkomm. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. N. F. 16. 27 p. 1 Karte. Wien 1903.)

Beide Arbeiten behandeln das jüngste Schwarmbeben des Vogtlandes, das nach Böhmen und Bayern seine Wirkungen wiederholt ausgedehnt hat. Die KNETT'sche Arbeit ist ein vorläufiger Bericht, eine einfache Zusammenstellung, die größere, CREDNER'sche eine vollständige Monographie dieser Erscheinung. Dieselbe begann am 13. Februar 1902 mit einigen schwachen Stößen, setzte am 14. kräftiger ein und hatte am 6.—9. März ihren Höhepunkt. Bis zum 15. April erfolgt Abnahme, dann 5 Tage Ruhepause, am 21. April Neubelebung, bis Mitte Mai die Bewegung ganz erlosch. Man hat 44 heftige, z. T. recht starke Stöße beobachtet, die an die Intensität 7 heranreichen und außerdem 645 schwächere. Als Ganzes schließt sich diese

Bebenperiode durchaus an die früheren 1897, 1900 und 1901 an. Die Epizentralgebiete sind dieselben, aber die Zahl der Stöße war diesmal viel größer und auf weite Strecken verteilt bis nach Regensburg über das östliche Bayern und das ganze Egergebiet Böhmens. Im Osten schneidet die Fortpflanzung scharf an der großen Lausitzer Überschiebung ab, an der sogar Reflexion und lokale Steigerung sich bemerkbar machten. Das eigentliche Epizentrum, das „chronische“ Schüttergebiet, das wochenlang nicht zur Ruhe kam, ist eine in erzgebirgischem Sinne langgestreckte Ellipse von 30 km Länge bei Graslitz, welche wieder in drei engere Epizentren zerfällt, nämlich das von Graslitz—Untersachsenberg, das von Asch—Brambach und das von Markneukirchen. Sichtbare tektonische Störungen fehlen dort. Eigentümlich war, daß an Orten, die diesem chronischen Schüttergebiet ziemlich fernlagen, isolierte Stöße auftraten, z. B. im Thüringer und Böhmerwald. Nach KNETT sind dies Relaisbeben, CREDNER lehnt diese Erklärung ab, da die Gleichzeitigkeit und ein gewisser Zusammenhang nicht nachweisbar waren. Man kann nach der Ausdehnung drei sich umfassende weitere Schüttergebiete unterscheiden: ein vogtländisches, ein vogtländisch-erzgebirgisches und ein vogtländisch-erzgebirgisch-bayrisches. Manche der Stöße sind in Leipzig, Göttingen, Straßburg, Potsdam registriert, keiner in Hamburg. Auffallend war, daß die Leipziger Seismometer dieselben Beben sehr kräftig, die in den Příbramer Gruben aufgestellten aber fast gar nicht aufschrieben, obwohl die Entfernung nahezu gleich ist. Aus den Göttinger mikroseismischen Beobachtungen ergibt sich eine Fortpflanzung der rascheren Wellen zu 5900 m, der langsameren zu 3300 m per Sekunde. Dabei hat sich mit der Entfernung die Bodenbewegung verkleinert und, wie seit langem bekannt, die Vorphase verlängert (Leipzig 13,5, Göttingen 27 Sekunden). Magnetische Störungen sind nirgends beobachtet.

Interessant sind die zahlreichen Abbildungen von Leipziger, mit dem WIECHERTSchen Apparate gewonnenen Seismogrammen, die in 1 : 1250 wiedergegeben sind. Dabei zeigt sich, daß man nach der Stärke der Stöße mehrere ziemlich deutlich, wenn auch nicht ausnahmslos getrennte Typen unterscheiden kann. Bei Stößen von Grad 6 und 7 sind die 3 Abschnitte Vor-, Haupt-, Endphase gut ausgebildet; die Vorphase setzt meist mit kräftigerem Ausschlag ein, die Hauptphase hat im ersten Abschnitte sehr kräftige kurzwellige, in dem zweiten langwellige, in der Regel etwa 8 Schwingungen. Bei dem zweiten Typus fehlt die Vorphase, in der Hauptphase sind die beiden Abschnitte noch deutlich unterschieden, wenn auch nicht so kräftig abgesetzt; im dritten Typus haben wir nur die Hauptphase, und zwar allein in ihrem ersten Abschnitte. Das sind schwache Stöße. Bei vielen dieser Beben hat sich in dem zweiten Teile der Hauptphase fast die gleiche Schwingungszahl ergeben. Ausnahmen in Betreff des Typus und der Heftigkeit fehlen nicht ganz, waren indessen selten. Diese CREDNER'sche Arbeit ist ein Muster für analoge Darstellungen.

Decke.

**Fr. Etzold:** Bericht über die von WIECHERT's astatischem Pendelseismometer in Leipzig vom 1. Januar bis 30. Juni 1903 registrierten Fernbeben und Pulsationen. (Bericht d. math.-phys. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 1. Aug. 1903. 296—321. 2 Taf. 2 Textfig. Leipzig 1903.)

Mit Hilfe des astatischen Pendelseismometers des geologisch-paläontologischen Instituts zu Leipzig sind in der ersten Hälfte von 1903 zahlreiche, periodisch auftretende Pulsationen und 44 Teleseismogramme gewonnen, zu denen sich noch drei Nahbeben gesellen, der Erregungsort aber unbekannt geblieben ist. Die Pulsationen stellen sich, ganz wie bei den japanischen Apparaten, als regelmäßige Wellenlinie mit 4 resp. 8 Sekunden mittlerer Phase dar. Die Fernbeben sind z. T. auf Erdstöße in Shangai, Sibirien, Turkestan, Marianen, z. T. auf europäische Gebiete (Baden, Steiermark) zurückzuführen gewesen. Bestimmte Typen sind deutlich erkennbar, so ein ostindischer, kontinentaler usw. Das größte, auch auf der Tafel wiedergegebene Seismogramm zeigt ein Beben vom 1. Februar, das in 8000 km Entfernung eingetreten sein muß. Die Erschütterung war so heftig, daß der eine Schreibstift abfiel, weshalb nur die O.—W.-Komponente voll erhalten wurde, und daß wiederholte Verlegung des Nullpunktes auftrat.

Deecke.

**F. Etzold:** Die in Leipzig vom 1. Juli 1903 bis 30. April 1904 von WIECHERT's Pendelseismometer registrierten Erdbeben und Pulsationen. (Ber. d. math.-phys. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. 2. Mai 1904. 298—295. Mit 1 Taf. u. 3 Tab.)

Es sind in dem angegebenen Zeitraum 51 verschiedene Bodenbewegungen in Leipzig mit dem WIECHERT'schen Apparate beobachtet worden, von denen sich einige auf europäische Beben (Bulgarien, Sizilien, Ober- und Mittelitalien), andere auf asiatische (Irkutsk, Japan) Erdstöße zurückführen lassen. Dieselben sind nach der Zeit tabellarisch geordnet und durch Bemerkungen gekennzeichnet. Auf der beigegebenen Tafel sind einzelne Seismogramme dargestellt. Unter diesen ist interessant eines, das zwei Wellen übereinanderliegend zeigt, die von zwei Zentren beinahe gleichzeitig ausgegangen sind, deren eines südlich von Griechenland, deren anderes im Ionischen Meere gelegen haben wird. Die übrigen Seismogramme der bulgarischen Stöße tun dar, wie die Änderung der Intensität den Charakter eines von bestimmtem Orte herkommenden Wellenzuges unberührt läßt.

Deecke.

**E. Svedmark:** Meddelanden om jordstötär i Sverige 13. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 26. 201—209. 1904.)

In den Jahren 1902 und 1903 sind in Schweden nur ganz unbedeutende Erdbeben vorgekommen. Am 29. April 1902 2 Uhr nachmittags war ein Stoß in Halland, Småland und Vestergötland zu spüren, am 3. Ja-

nuar 1903 ein solcher bei Umeå, am 11. April in Upland, am 26. August gegen 7 Uhr abends bei Filipstad und im Örebro Län, am 19. September in Östergötland und am 4. Oktober abermals in Umeå. **Deecke.**

**F. C. Kolderup:** *Jordskjaelv i Norge 1903.* (Bergens Museums Aarbog. 1903. No. 15. 1—25. 2 Karten. Mit deutschem Resümee.)

Im Jahre 1903 sind in Norwegen 13 Einzelbeben und am 30.—31. August ein kleiner Schwarm in Helgeland und Salten beobachtet. Heftig war nur ein Stoß vom 11. November in Mandalen, auffällig ein solcher in Mjøndalen bei Drammen, wo Beben sonst sehr selten vorkommen. Acht der Einzelbeben gehören dem westnorwegischen Gebiete an, die übrigen dem Norden und Süden. Im Westen lassen sich vielleicht drei Erdbeben-distrikte unterscheiden (Nordre und Søndre Bergenhus, Ryfylkefjord). Der Schwarm betraf ein Gebiet von 120 km Länge, das Mandalbeben umfaßte ein solches von 30 km Länge und 17 km Breite. Von beiden sind Kartenskizzen beigegeben. **Deecke.**

**C. De Stefani:** *Le acque termali di Torrite in Garfagnana.* (Boll. Soc. Geol. Ital. 23. 117—148. Roma 1904.)

Durch das Erdbeben am 2. März 1902 ist bei Torrite unweit Castelnovo Garfagnana in der Provinz Massa eine Therme wieder erschienen, die seit altersher bekannt und berühmt gewesen, aber durch ein Beben am 6. März 1740 verschwunden war. Dies Verschwinden ist freilich nur ein scheinbares gewesen, da in der Tiefe die Quelle wieder zu fassen war oder oberhalb zutage trat, aber immerhin zeigt sich eine gewisse Abhängigkeit von den Erschütterungen. Die Quelle tritt in dem kleinen Bache Torrite aus rhätischem zertrümmerten Kalke hervor, hat mehrere Mühlöcher, wechselnde Wassermengen und je nach der Beimengung von Bachwasser wechselnde, bis etwas über 30° C. steigende Temperatur. Sie führt Kochsalz und Glaubersalz und soll nach Meinung des Verf.'s diese Substanzen aus den älteren umgebenden Schichtenkomplexen aufnehmen.

**Deecke.**

**P. Choffat:** *Les tremblements de terre de 1903 en Portugal.* (Comunicações do service géol. du Portugal. 5. 279—306. Lissabonn 1904.)

Am 9. August 1903 hat in ganz Portugal, mit Ausnahme des nördlichsten Teiles am Flusse Minho, ein recht kräftiges, schreckenerregendes Beben stattgefunden, das einige Sekunden dauerte und das Geräusch eines eisenbeladenen Wagens erzeugte. Die heftigste Erschütterung erfolgte in der Gegend nördlich und südlich von der Tajomündung und hatte die Stärke von 8 der FOREL-ROSSI'schen Skala, d. h. es wurden Kamine umgeworfen und Gebäude beschädigt. Alle Isoleisten laufen in den Atlantischen Ozean aus, Spanien ist wenig von dem Stoße berührt worden. Ein

Nachstoß von etwas geringerer Heftigkeit trat am 14. September ein. Andere, wesentlich schwächere vom 28. September bis zum Dezember 1903 hatten in Andalusien ihr Epizentrum und waren für Portugal nur sekundär. Als Anhang folgt die Besprechung älterer Beben, so des großen vom 1. November 1755, wobei auf die fast unbekannte portugiesische zeitgenössische Literatur und die mit den eben erwähnten Stößen gleichartige Ausbreitung hingewiesen wird. Zu der gleichen Kategorie gehört die Erschütterung vom 11. November 1858; wenig weiß man über kleinere Bodenbewegungen vom 22. Dezember 1883 und 1884, 25. Dezember 1885, und 7 andere bis zum 4. November 1902. Als Resultate haben wir, daß in Portugal drei Arten von Beben vorkommen: 1. kräftige, von weitem Erschütterungskreise, der gegen den Ozean sich öffnet, und deren Epizentrum im letzten liegt; 2. Beben, die in Andalusien beginnen und sich nach Portugal fortpflanzen; 3. Lokalstöße. Die Isoseisten der großen Beben sind oft eigenartig ausgebuchtet, wofür noch die passende Erklärung fehlt, aber der Zusammenhang der Stöße mit Brüchen ist ziemlich klar; so ist Setubal, an der Kreuzung zweier Verwerfungen gelegen, oft heimgesucht, desgleichen das Tajoästuar. Verf. glaubt ferner einen allerdings noch näher zu begründenden Zusammenhang zwischen Epizentren und Schütterkreis einerseits und den Tiefenverhältnissen des Ozeans anderseits gefunden zu haben.

Deecke.

**D. Pantanelli:** Sur les puits artésiens. (Compt. rend. 137. 809—810. 1903)

Auf Grund von Studien an artesischen Brunnen Modenas über die maximale Höhe der wasserführenden Schichten und über die Reibung, welche das fließende Wasser in ihnen erfährt, berechnet Verf. einen Druck der Brunnen, der geringer als der beobachtete ist. Es muß daher zu dem hydrostatischen Druck ein weiterer Druck hinzukommen, welcher überlagerndem Gestein zugeschrieben wird.

Es soll demnächst das Zahlenmaterial eingehend diskutiert werden.

A. Johnsen.

**Gustave F. Dollfus:** Sur les effondrements de la plaine de Sevan. (Compt. rend. 137. 279—281. 1903.)

Am 21. Juni vollzog sich in der Umgebung von Paris in der zwischen Sevan und Aulnay gelegenen Ebene ein Einbruch von elliptischer Form mit 12:15 m Durchmesser. Die Wände fallen steil abwärts in eine Tiefe von 15—17 m; das Loch ist mit grünlichem Wasser bis 1 m unter der Erdoberfläche gefüllt.

Solche Einbrüche sind nicht selten in jener Gegend. Dieselben durchsinken die sogen. Kalkschichten von Saint-Ouen in ihrer ganzen Mächtigkeit bis auf die unterlagernden Sande von Beauchamp.

Die Beuvronne wurde zur Zeit des mittleren Pleistozäns bei Gressy-Souilly von ihrer westsüdwestlichen Richtung nach Osten in den Engpass

von Claye abgelenkt. Ein unterirdischer Stromlauf aber entging dieser Richtungsänderung und fließt, der Neigung der Schichten folgend, nach WSW. Bei Sevran tritt er infolge einer Synklinalfalte in das Niveau der Sande von Beauchamp ein und untergräbt durch deren Fortführung die Kalkschichten von St. Ouen.

A. Johnsen.

**E. A. Martel:** Sur l'enfouissement des eaux souterraines et la disparition des sources. (Compt. rend. 136. 572—574. 1903.)

Es wird das oft plötzliche unterirdische Verschwinden von Wasserläufen besonders in kalkigen zerklüfteten Gebieten besprochen, Beispiele angeführt und die damit verbundene Gefahr für Landwirtschaft und Industrie hervorgehoben. Verf. empfiehlt Anforstung und regt zur Nutzbarmachung unterirdischer Süßwasserbehälter an.

A. Johnsen.

**E. A. Martel:** Sur la grotte de Font-de-Gaume (Dordogne) et l'âge du creusement des cavernes. (Compt. rend. 136. 1491—1493. 1903.)

Verf. kommt auf Grund zehnjähriger Untersuchungen zu dem Schluß, daß die Grotte von Font-de-Gaume und andere der durch ihre prähistorischen Wandzeichnungen bekannten Höhlen der Dordogne bereits in der Eozänzeit ihren Ursprung nahmen und daß die Auswaschungen in jeweiligem Widerstreit oder Wechsel mit Einschwemmungen im allgemeinen bis heute fort dauern.

A. Johnsen.

**A. Yermoloff et E. A. Martel:** Sur la géologie et l'hydrologie souterraine du Caucase occidental. (Compt. rend. 137. 1077—1079. 1903.)

Zwecks Kolonisierung der Täler und der Küste des westlichen Kaukasus wurde eine Untersuchungsreise dorthin unternommen. Gelegentlich derselben wurden die bemerkenswerten schwefelhaltigen Quellen von Matsesta und Aguri bei Sotchi studiert, die vielleicht Gipslager von geringer Tiefe verraten, ferner die Höhenangaben einiger Berge richtig gestellt, die von Tuapsé nach Sukhum Kalé hinziehende Kreidefalte als dem Kaukasus vorgelagerte Kalkzone mit denjenigen der Alpen und des Karst verglichen und schließlich eine Reihe unterirdischer Ströme festgestellt.

A. Johnsen.

**P. Castelnau:** Observations sur des phénomènes de glaciation en Corse. (Compt. rend. 136. 1705—1707. 1903.)

Gelegentlich eingehender geographischer Studien in der Gegend des Monte Rotondo auf Korsika wurden in den höheren Regionen (oberhalb 1500 m) des Granitmassivs vom Monte Rotondo typische Rundhöcker, Moränen, Gletschertäler festgestellt, welche auf einstige Gehängegletscher hinweisen.

A. Johnsen.

**N. M. Fenneman:** The Arapahoe Glacier in 1902. (Journ. of Geology. 10. 839—851. 8 Fig. Chicago 1902.)

Beschreibung des kleinen,  $\frac{1}{2}$  □-mile großen, einen Rest darstellenden und noch gegenwärtig stark abnehmenden Arapahoe-Gletschers in der Front range der Rocky Mountains von Colorado, 21 miles westlich von der Stadt Boulder. Da 3 Jahre kein Schnee gefallen war, konnte die Schichtung des Eises, Spaltenbildung etc. sehr gut beobachtet werden. Aus der Bedeckung einer sich im August 1902 fünfzig Fuß über die Oberfläche des Eises erhebenden Moräne mit Schlamm und Geröll ohne jede Spur einer Einwirkung des Regens, wird geschlossen, daß der Gletscher in diesem Sommer mindestens um diesen Betrag abgeschmolzen ist. **Milch.**

**J. C. Russel:** Glacier Cornices. (Journ. of Geology. 11. 783—785. 1 Fig. Chicago 1903.)

T. C. CHAMBERLIN hatte an grönländischen Gletschern beobachtet, daß an Abbrüchen des Gletschers Lagen von klarem Eis simsartig über Lagen von schmutzigem Eis herausragen, und ungewiß gelassen, ob diese Erscheinung auf ungleicher Abschmelzung oder ungleicher Bewegung der einzelnen Lagen beruht (dies. Jahrb. 1897. I. - 141-). Verf. konnte am Bergschrund eines kleinen Gletschers der Three Sisters, Oregon, nachweisen, daß eine derartige Simsbildung nur dort stattfindet, wo die Schichtenköpfe der verschiedenen Lagen des Eises der Sonne ausgesetzt sind, die Erscheinung mithin auf ungleiche Abschmelzung infolge stärkerer Absorption der Sonnenwärme durch das dunkle Material zurückzuführen ist. Das simsartige Herausragen einzelner Schichten von klarem Eis wird durch folgenden Vorgang bedingt: infolge der Abschmelzung der die steinigen und erdigen Massen enthaltenden Schmutzschicht gelangen diese auf das unter dieser Schicht liegende klare Eis und bewirken eine stärkere Abschmelzung der unter, als der über dieser Schicht liegenden Massen von klarem Eis. **Milch.**

**G. Dainelli:** Sull' attuale ritiro dei ghiacciai del versante italiano del Monte Rosa. (Boll. Soc. geol. Ital. 21. (1902.) LXXII—LXXIV. Roma 1904.)

Diese Notiz enthält an Positivem nur, daß der Lysgletscher vom Sommer 1902 bis August 1903 um ca. 25 m zurückgegangen ist und gleiches auch bei anderen Gletschern der Gruppe nachweisbar zu sein scheint. **Deecke.**

**M. Roberts:** Note on the Action of Frost on Soil. (Journ. of Geology. 11. 314—317. 4 Fig. Chicago 1903.)

Abbildungen mit kurzer Beschreibung von den obersten Lagen eines kiesigen Bodens, in dem sich in mehreren aufeinander folgenden Frostnächten untereinander Eislagen bildeten, die eine Hebung der über ihnen befindlichen Massen zur Folge hatten. **Milch.**

**R. Ugolini:** Talus di franamento del Monte di Avane. (Boll. Soc. Geol. Ital. 22. (1903.) 493—497. Roma 1904.)

Nördlich von Pisa liegt auf der anderen Seite des Serchioflusses am Monte di Avane bei Vecchiano ein alter Bergrutsch, bestehend aus Gehängeschotter. Zwischen den kleinen eckigen Brocken kommen Landschnecken vor, meistens noch jetzt lebende Arten, daneben einige in der Gegend jetzt nicht mehr vorhandene. Daraus ergibt sich, daß der Bergschliff meistens altalluvial ist. Deecke.

**J. F. Newson:** A Natural Gas Explosion near Waldron, Indiana. (Journ. of Geology. 10. 803—814. 5 Fig. Chicago 1902.)

Verf. schildert die heftige Explosion von natürlichem Gas, die in der Nähe von Waldron (Shelby county, Indiana) am 11. August 1890 stattfand, und beschreibt an der Hand von Abbildungen die durch diese Explosion in einem Gebiet von 10 acres entstandenen Spalten, Einstürze und Aufwölbungen des alluvialen Bodens. Die Explosion fand nahe der Südwestgrenze des Naturgasgebietes von Indiana statt; der das Gas liefernde Trentonkalk liegt hier appr. 850' unter der Oberfläche. Milch.

**K. Keller:** Die Atmosphäre, ein elektro-pneumatischer Motor. 102 p. 4 Taf. Zürich 1903.

Dieses Büchlein enthält einen Versuch, alle Bewegungen in der Atmosphäre der Erde und im Sonnensystem überhaupt auf das Prinzip der Zyklone zurückzuführen. Dabei kommt Verf. am Schlusse auch auf „das einstige polare Tropenklima und dessen Leben erzeugende Kraft“, sowie auf die Eiszeit, die beide durch Wechsel der Spannkkräfte und Lage der Zyklonen erklärt werden sollen. Die Einzelheiten sind nachzulesen, da sie mit der ganzen Theorie innigst zusammenhängen. Deecke.

## Petrographie.

**A. Osann:** Beiträge zur chemischen Petrographie. I. Teil: Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 101 doppelseitige Tabellen u. V p. Stuttgart 1903.

Verf. schiekt der von ihm beabsichtigten Fortsetzung der Roth'schen Sammlungen von Gesteinsanalysen (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine) Tabellen voraus, in denen die Molekularzahlen (die Quotienten der gefundenen Analysenwerte dividiert durch die entsprechenden Molekulargewichte) für jeden bei einer Gesteinsanalyse vorkommenden Wert direkt aufgeschlagen werden können. Diese Tabellen erleichtern natürlich die Verwertung des gesamten Analysenmaterials und die Be-

rechnung neuer Analysen erheblich; für die Mühe der Berechnung dieser Tafeln hat Verf. Anspruch auf den Dank jedes Petrographen.

Die Intervalle, innerhalb deren die Molekularquotienten angegeben werden, sind ziemlich groß:  $\text{SiO}_2$  30—80%,  $\text{TiO}_2$  0—5,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{FeO}$  0—25,  $\text{MgO}$  0—35,  $\text{CaO}$  0—20,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  0—15,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Cl}$  0—2,5,  $\text{CO}_2$  0—7,5,  $\text{H}_2\text{O}$  0—10;  $\text{SO}_3$  ist gleich  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  nahezu gleich  $\text{BaO}$ , so daß für jede von beiden Paaren je eine Tabelle genügt. Für außerhalb dieser Intervalle liegende Analysenzahlen erhält man mit genügender Genauigkeit die Werte durch Addition (oder bei  $\text{SiO}_2$  event. durch Subtraktion) zweier aufgeschlagener Zahlen; außerdem gestattet eine für 1—9% auf 6 Dezimalstellen berechnete Tabelle der Molekularquotienten der genannten und einiger seltener Elemente jede beliebige Analysenzahl auf die vierte Dezimale genau umzurechnen, eine Genauigkeit der Berechnung, die auch nach Ansicht des Verf.'s weit über die Sicherheit der Analysenwerte hinausgeht.

Gegen die Verwendung der abgerundeten Atomgewichte für die Berechnung dieser Tabellen hat sich W. OSTWALD in einem Referat (Zeitschr. f. phys. Chem. 45. 511) scharf ausgesprochen; über die für petrographische Zwecke genügende Genauigkeit und größere Einfachheit der Herstellung der Tabellen bei der Verwendung der abgerundeten Gewichte vergl. Verf.'s Entgegnung (Centr. f. Min. etc. 1903. p. 737 ff.).

Milch.

R. Reinisch: Petrographisches Praktikum. Zweiter Teil: Gesteine. 180 u. VII p. 22 Fig. Berlin 1904.

Der zweite Teil des „Petrographischen Praktikums“ (über den ersten Teil: „Gesteinsbildende Mineralien“ vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -225-) enthält keinen besonderen Abschnitt über allgemeine Petrographie: das Buch „soll ein Hilfsbuch zur Einführung in die Gesteinsuntersuchung sein, kein Lehrbuch der Petrographie“; nur den chemischen Verhältnissen der Eruptivgesteine ist eine Auseinandersetzung gewidmet.

Die Einteilung der Eruptivgesteine folgt im allgemeinen der Anordnung in ZIRKEL'S großem Werk; Alkalikalk- und Alkaligesteine „sind bei den betreffenden Arten streng geschieden, auch seltene, aber im Hinblick auf Spaltungsvorgänge u. dergl. wichtige Gesteine herangezogen worden. Eine besondere Gruppe von Orthoklas-Plagioklasgesteinen wurde nicht aufgestellt, aber allenthalben auf sie hingewiesen.“ Die Sedimentgesteine sind im wesentlichen in der von ROSENBUSCH in den „Elementen der Gesteinslehre“ befolgten Weise angeordnet. Die kristallinen Schiefer sind definiert als „regionalmetamorphe Sedimente archaischen Alters; ausgeschlossen sind deshalb die mitunter sehr ähnlichen Kontaktprodukte an Tiefengesteinen, ebenso die ursprünglich oder nach der Verfestigung durch Gebirgsdruck flaserig oder schieferig gewordenen Eruptivgesteine“, obwohl „die Aussonderung der letzteren Gruppe zurzeit erst angebahnt und noch keineswegs in allen Fällen mit Sicherheit möglich“

ist. „Postarchaische Sedimente, welche (wohl hauptsächlich durch intensive Druckwirkungen) den Habitus kristalliner Schiefer aufweisen“, werden als jüngere kristalline Schiefer bezeichnet.

Ein Schmuck des Buches sind die ungewöhnlich schönen, vom Verf. gezeichneten Strukturbilder. Milch.

**Th. Schloesing père:** Sur l'analyse mécanique des sols. (Compt. rend. 136. 1608—1613. 1903.)

Isolierung und Bestimmung der feinsten Teilchen, die neben dem „kolloidalen Ton“ im Ackerboden vorhanden sind, ist von Wichtigkeit. Die Schlammung läßt sich mit Erfolg ersetzen durch ruhiges Sichabsetzenlassen des in Wasser verrührten Pulvers. Sind die Gewichte der nach verschiedenen Zeiten  $t_1, t_2, t_3 \dots$  abgesetzten Pulver =  $S_1, S_2, S_3 \dots$ , so

fallen in der Zeiteinheit die Mengen  $\frac{S_1}{t_1}, \frac{S_2}{t_2}, \frac{S_3}{t_3} \dots$ ; nach der Zeit  $t_1$  ist gefallen  $D_1 = t_1 \left\{ \frac{S_1}{t_1} + \frac{S_2}{t_2} + \dots + \frac{S_n}{t_n} \right\}$ , nach der Zeit  $t_2 - t_1$  ist gefallen

$D_2 = (t_2 - t_1) \left\{ \frac{S_2}{t_2} + \frac{S_3}{t_3} + \dots + \frac{S_n}{t_n} \right\}$  u. s. f. Also  $S_1 = D_1 - D_2 \cdot \frac{t_1}{t_2 - t_1}$ ,

$S_2 = D_2 \cdot \frac{t_2}{t_2 - t_1} - D_3 \cdot \frac{t_2}{t_3 - t_2}$  etc. Wählt man  $t = 2, 4, 8 \dots$ , so wird

$S_1 = D_1 - D_2, S_2 = 2D_2 - D_3, S_3 = 2D_3 - D_4$  u. s. f.

Zunächst wird der Boden gesiebt (10 Maschen pro  $1 \text{ cm}^2$ ), dann zur Entfernung kalkiger und organischer Bindemittel mit verdünnter  $\text{HNO}_3$  behandelt, endlich mit schwach ammoniakalischem Wasser gewaschen. Werden nicht mehr als 10 g Pulver in einer Wassersäule von 2 l Volumen und 36 cm Höhe suspendiert, so haben die einzelnen Partikelchen genügende Bewegungsfreiheit, denn es zeigt sich, daß bei Anwendung verschiedener Pulvermengen in einer bestimmten Zeit derselbe Bruchteil sich absetzt. In der nächsten Mitteilung soll gezeigt werden, wie ohne jede Erschütterung die D gesondert und so die S berechnet werden können.

A. Johnsen.

**F. Becke:** I. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. (Denkschr. d. math.-naturw. Kl. k. Akad. d. Wissensch. 75. 53 p. 1 Fig. Wien 1903.)

Die vorliegende Abhandlung ist die erste der mit Spannung erwarteten Veröffentlichungen, welche die Ergebnisse der von der Wiener Akademie der Wissenschaften angeregten und vom Verf. gemeinsam mit F. BERWERTH und U. GRUBENMANN unternommenen petrographischen Untersuchung der kristallinen Gesteine der Zentralkette der Ostalpen mitteilen werden. Als Fortsetzung der allgemeinen Betrachtung werden Abhandlungen über die chemischen Verhältnisse, die Untersuchungsmethoden und die Physiographie der einzelnen Mineralgemengteile folgen, während drei weitere Haupt-

teile die Detailbeschreibung der aufgenommenen Profile (durch das Ostende und das Westende der Hohen Tauern, sowie durch die Ötztaler Masse), sowie die Petrographie der auf ihnen angetroffenen Gesteine enthalten werden; ein Schlußteil wird die Ergebnisse in geologischer und petrographischer Beziehung zusammenfassen.

Bei der hervorragenden Wichtigkeit der vorliegenden Abhandlung, deren Inhalt Verf. als gemeinsames geistiges Eigentum der drei für die Gesamtaufgabe verbündeten Forscher bezeichnet, ist eine eingehende Berichterstattung gerechtfertigt und engste Anlehnung an die vom Verf. befolgte Einteilung des Stoffes geboten.

In der **Einleitung** vertritt Verf. gegenüber J. WALTHER'S Versuch einer Klassifikation der Gesteine (dies. Jahrb. 1898. II. - 74—78-) aus ähnlichen Gründen, wie sie Ref. kurz nach dem Erscheinen der erwähnten WALTHER'Schen Arbeit vorgebracht hat (dies. Jahrb. 1898. II. 52—55) unter Bezugnahme auf die petrogenetischen Prozesse, „welche aus den ihnen unterworfenen Materialien kristalline Schiefer entstehen lassen“, die petrographische Selbständigkeit der Gruppe der kristallinen Schiefer:

„Die Prozesse führen bei gegebenem Ausgangsmaterial, also bei gegebener chemischer Zusammensetzung, gesetzmäßig zu bestimmten Mineralaggregaten in ganz bestimmter Struktur, liefern also ein ‚Gestein‘, wenn man darunter einen selbständigen Teil der Erdkrinde versteht, der durch einen besonderen geologischen Vorgang entstanden ist und eine bestimmte chemische und Mineralzusammensetzung darbietet.

Wir fassen daher den Begriff kristalliner Schiefer nicht als Bezeichnung einer geologischen Formation, welche die Unterlage der ältesten fossilführenden klastisch-sedimentären Formation bildet. Wir schrecken auch nicht davor zurück, ein Gestein als einen kristallinischen Schiefer zu bezeichnen, wenn sich durch irgendwelche Beobachtungen, sei es der Lagerungsform oder gewisser Strukturreste, wahrscheinlich machen läßt, daß das betreffende Gestein ursprünglich ein Eruptivgestein gewesen sei.

Wir sehen vielmehr das Hauptkriterium eines kristallinischen Schiefers in der Ausbildung einer gesetzmäßigen Mineralassoziation aus gegebenen Stoffen in einer bestimmten Struktur, die das Resultat eines geologischen Vorgangs sind. Dieser geologische Vorgang, der ja in vieler Beziehung noch der Aufklärung bedarf, der selbst verschiedener Modifikationen fähig ist, kann dem Vorgang bei der Bildung eines Erstarrungsgesteines oder bei der Bildung eines Sedimentes als gleichwertig gegenüber gestellt werden, gewiß aber nicht als gleichartig. Aber das ist auch gar nicht nötig, denn die geologischen Prozesse, die zur Bildung eines Sedimentgesteines oder eines Erstarrungsgesteines führen, sind ebensowenig gleichartig.“

### I. Mineralbestand der kristallinen Schiefer.

Für **Mineralbestand und Struktur der Erstarrungsgesteine**, die zum Vergleich herangezogen werden, ist bezeichnend, daß in jedem Erstarrungsgestein Gemengteile vorhanden sind, „die miteinander nicht im

chemischen Gleichgewicht stehen, welche daher unter Umständen miteinander chemisch reagieren können.“ Chemisches Gleichgewicht ist in jedem Augenblick der Verfestigung des Gesteins nur vorhanden zwischen den sich gerade abscheidenden Gemengteilen und dem flüssigen Magmarest; infolge der chemischen und physikalischen Veränderung des Magmarestes im Laufe der Abkühlung stehen die älteren Ausscheidungen mit den späteren Magmaresten nicht im Gleichgewicht, aber einer vollständigen Durchführung der hierdurch möglichen Reaktionen, die sich durch magmatische Resorption bekunden, wirkt die Umhüllung der älteren Ausscheidungen oder auch der Mangel an Zeit bis zur völligen Verfestigung entgegen.

Im Gegensatz hierzu herrscht vollständiges **chemisches Gleichgewicht bei kristallinen Schiefen**: „Hier werden durch die alle Teile des Gesteins durchdringenden Lösungsmittel alle Gemengteile miteinander in Beziehung gebracht. Es gibt keinen Schutz vor den Angriffen des Magmas durch Umhüllung wie bei den Erstarrungsgesteinen, daher gibt es auch keine Bestandteile, die nicht miteinander im chemischen Gleichgewicht wären, die miteinander chemische Wechselwirkung eingehen könnten.“ (Verschwinden der Erze und basischen Silikate wie Olivin bei der Entwicklung eines kristallinen Schiefers aus einem Erstarrungsgestein, Entstehung von Amphibolitlagen an der Grenze von körnigem Kalk an Schiefergneis oder Glimmerschiefer, Bildung von Augitgneisen unter ähnlichen Verhältnissen.)

Die Tatsache, daß bei höheren Temperaturen molekulare homogene Mischungen bildungs- und bestandfähig sind, die bei niedrigeren Temperaturen die Tendenz haben, zu zerfallen, wird zur Erklärung der mineralogischen Verschiedenheit chemisch gleicher Erstarrungsgesteine und kristalliner Schiefer herangezogen. Anorthoklase fehlen den kristallinen Schiefen, finden sich aber besonders in vulkanischen Gesteinen: „Bei Temperaturen, die dem Erstarrungspunkt von vulkanischen Gesteinen entsprechen, dürfte K- und Na-Feldspat in erheblichem Grade homogen mischungsfähig sein. Ist die Mischung einmal gebildet und wird sie rasch abgekühlt, so bleibt sie erhalten wie eine stark unterkühlte Schmelze, die im amorphen Zustand verharrt oder vielleicht noch besser: wie die instabile Modifikation gewisser Substanzen erhalten bleibt, wenn sie rasch unter die Umwandlungstemperatur abgekühlt wird. Bei längerem Verweilen in einer höheren Temperatur, die aber unter der Temperaturgrenze der völligen Mischbarkeit liegt, wird namentlich unter dem begünstigenden Einfluß von Wasser oder anderen Mineralisatoren der Zerfall in Mikroklin und Albit eintreten. Offenbar geschieht dies vielfach schon in den körnigen Massengesteinen, bei denen die Abkühlung langsam genug fortschreitet, um das Gestein lange in dem Bereich der Umwandlungstemperatur verweilen zu lassen.“

Ähnlich wird das Auftreten titanhaltiger Augite in den Erstarrungsgesteinen, ihr Fehlen in den kristallinen Schiefen und ihre Entmischung in den Tiefengesteinen, die Schillerisation Judd's beim Diallag und Hypersthen der Gabbros erklärt. Derartige Vorkommnisse sprechen

für die von WEINSCHENK (dies. Jahrb. 1895. I. 230) bestrittene Möglichkeit der chemischen Veränderung von Gesteinsgemengteilen unter Erhaltung des Kristallgefüges, ebenso wie RINNE's Beobachtungen an Zeolithen (Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 594 [vergl. über die Ansicht WEINSCHENK's auch die Bemerkungen des Ref., Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 189—190]); sie führen zu der Annahme, daß beim Übergang aus dem magmatischen in den starren Zustand häufig ein metastabiler Zustand erreicht wird, der dann erst später dem stabilsten weicht.

Für die mineralische Ausbildung der kristallinen Schiefer wichtig ist die als **das Volumgesetz** bezeichnete Regel, nach der „sich in ihnen die Stoffe zu jenen Verbindungen zusammenfinden, welche das kleinste Volumen einnehmen“; die Summe der Molekularvolumina der Komponenten eines kristallinen Schiefers ist stets kleiner als die entsprechende für ein gleich zusammengesetztes Erstarrungsgestein berechnete Summe.

Die nachfolgende Tabelle, vom Verf. wegen der Unsicherheit der Grundlagen für viele Zahlen als vorläufig und verbesserungsfähig bezeichnet, enthält die Molekularvolumina der wichtigsten Gesteinsgemengteile. Für isomorphe Mischungen, deren einfache Verbindungen in reinem Zustand nicht bekannt, aber atomistisch gleichartig sind, wurde die Zusammensetzung und das spezifische Gewicht der Mischung zur Berechnung des Molekularvolumens verwendet: Bezeichnet  $M_1, M_2, M_3 \dots$  das Molekulargewicht der in der Mischung vorhandenen einfachen Verbindungen,  $m_1, m_2, m_3 \dots$  (deren Summe = 100) die molekularen Mengen, in denen sie vorhanden sind, so ist das mittlere Molekulargewicht der Mischung gleich der Zahl  $(m_1 M_1 + m_2 M_2 + m_3 M_3 + \dots) : 100$  und dieses, dividiert durch das spezifische Gewicht der Mischung, gibt dann ihr mittleres Molekularvolumen. Für Spezialfälle mit etwas abgeänderter, vereinfachter Berechnungsmethode muß auf das Original verwiesen werden, ebenso für die Auswahl der der Berechnung zugrunde gelegten Analysen und Formeln (p. 7—25). Wenn ein Vergleich nur unter der Annahme möglich ist, daß dem Gestein Wasser und Kohlensäure zugeführt wurde, so wurde das Molekularvolumen des  $H^2O$  mit 18 und des  $CO^2$  mit 56 in Rechnung gestellt, obwohl infolge der höher liegenden Bildungstemperaturen der neugebildeten Gemengteile die Ansetzung eines höheren (für den Vergleich also günstigeren) Volumens gerechtfertigt gewesen wäre.

Unter der Rubrik „Berechnet“ enthält die Tabelle das Molekularvolumen der Oxyde, aus denen die Verbindung zusammengesetzt werden kann; Verbindungen, deren Molekularvolumen kleiner als das der entsprechenden Oxyde ist, sind durch —, solche, deren Molekularvolumen größer als das der Oxyde ist, durch + bezeichnet.

**Tabelle der Molekularvolumina der häufigen Gesteinsgemengteile.**

Sulfide.

	Beob.	Ber.		Beob.	Ber.
Pyrit $FeS_2$ . . . . .	23,2	—	Magnetkies $FeS$ . . . . .	19,1	—
Markasit $FeS_2$ . . . . .	25,4	—			

## Oxyde.

	Beob.	Ber.		Beob.	Ber.
Brucit $MgO_2H_2$ . . . . .	24,8	29,3	Brookit $TiO_2$ . . . . .	19,5	—
Diaspor $Al_2H_2O_4$ . . . . .	36,4	43,2	Zinnstein $SnO_2$ . . . . .	22,0	—
Korund $Al_2O_3$ . . . . .	25,2	—	Hämatit $Fe_2O_3$ . . . . .	30,3	—
Periklas $MgO$ . . . . .	11,3	—	Ilmenit $FeTiO_3$ . . . . .	31,7	33,6
Quarz $SiO_2$ . . . . .	22,8	—	Magnetit $Fe_3O_4$ . . . . .	44,8	—
Tridymit $SiO_2$ . . . . .	26,3	—	Chromit $FeCr_2O_4$ . . . . .	49,7	—
Rutil $TiO_2$ . . . . .	19,1	—	+ Spinell $MgAl_2O_4$ . . . . .	40,6	36,5
Anatas $TiO_2$ . . . . .	20,6	—	+ Hercynit $FeAl_2O_4$ . . . . .	44,4	39,7

## Karbonate.

Calcit $CaCO_3$ . . . . .	36,8	73,2	Siderit $FeCO_3$ . . . . .	29,5	70,5
Magnetit $MgCO_3$ . . . . .	27,9	67,3	Manganspat $MnCO_3$ . . . . .	31,1	69,7
Dolomit $CaMgC_2O_6$ . . . . .	64,7	140,5	Zinkspat $ZnCO_3$ . . . . .	28,8	—

## Silikate.

Forsterit $Mg_2SiO_4$ . . . . .	43,9	45,4	+ Wollastonit $CaSiO_3$ . . . . .	41,5	40,0
Fayalit $Fe_2SiO_4$ . . . . .	47,3	51,8	— Enstatit $Mg_2Si_2O_6$ . . . . .	64,0	68,2
Monticellit $CaMgSiO_4$ . . . . .	51,9	51,3	— $Fe_2Si_2O_6$ . . . . .	72,5	74,6
Diopsid $CaMgSi_2O_6$ . . . . .	68	74,1	— Akmit $NaFeSi_2O_6$ . . . . .	67,0	71,3
Hedenbergit $CaFeSi_2O_6$ . . . . .	72	77,3	— Jadeit $NaAlSi_2O_6$ . . . . .	61,4	69,2
Gemeiner Augit . . . . .	68,2	—			
— Anthophyllit $Mg_4Si_4O_{12}$ . . . . .	135	136,4	— Gemeine Hornblende . . . . .	140,5	—
— Tremolit $CaMg_3Si_4O_{12}$ . . . . .	135,0	142,3	— Glaukophan $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ . . . . .	136,4	143,6
— Meionit $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$ . . . . .	326,8	281,2	+ Gehlenit $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$ . . . . .	160,5	122,4
— Marialith $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ . . . . .	330,6	328,3			
— Sodalith $3NaAlSiO_4 + NaCl$ . . . . .	211	204,4	+ Orthoklas $KAlSi_3O_8$ . . . . .	109,4	98,7
— Nephelin $NaAlSiO_4$ . . . . .	56,5	56,5	+ Albit $NaAlSi_3O_8$ . . . . .	100,3	92,0
— Leucit $KAlSi_2O_6$ . . . . .	88,0	75,9	+ Anorthit $CaAl_2Si_2O_6$ . . . . .	101,1	88,0
— Andalusit $Al_2SiO_5$ . . . . .	51,8	48,0	— Disthen $Al_2SiO_5$ . . . . .	44,4	48,0
— Sillimanit . . . . .	50,2	48,0	— Staurolith $HFeAl_5Si_2O_{13}$ . . . . .	123,0	132,1
— Grossular $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ . . . . .	125,8	145,2	— Pyrop $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ . . . . .	118	127,5
— Almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ . . . . .	119,8	137,1	— Demantoid $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ . . . . .	132,2	150,3
— Cordierit $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ . . . . .	233	187,0	Beryll $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ . . . . .	200	—
— Zoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ . . . . .	137	149,6	Epidot $HCa_2(Al, Fe)_3Si_3O_{13}$ . . . . .	148,0	—
— Klinozoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ . . . . .	135,9	149,6	— Vesuvian $H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$ . . . . .	474,9	546
— Chrysotil $H_4Mg_3Si_2O_9$ . . . . .	113	115,5	Pennin $Sp_3At_3$ . . . . .	106,1	—
— Antigorit $H_4Mg_3Si_2O_9$ . . . . .	109	115,5	Klinochlor $SpAt$ . . . . .	106,5	—
— Talk $H_2Mg_3Si_4O_{12}$ . . . . .	142,4	143,1	Amesit $H_4Mg_2Al_2SiO_9$ . . . . .	110,9	—
— Chloritoid $H_2FeAl_2SiO_7$ . . . . .	69,6	80,5			
— Muskovit $H_2KAl_3Si_3O_{12}$ . . . . .	140	142,0	+ Perowskit $CaTiO_3$ . . . . .	42,0	36,3
Biotit $(K, H)_3Al_3Si_3O_{12}$ } $Mg_6Si_3O_{12}$ }	2×153	—	— Titanit $CaTiSiO_5$ . . . . .	55,6	59,1

Ein Blick auf die Tabelle zeigt unmittelbar, daß viele der +-Minerale Kontaktminerale sind, während unter den typischen Gemengteilen der kristallinen Schiefer Glieder der --Gruppe sind. Dies gilt insbesondere von nahen Verwandten, doch fällt auch an sich die ziemlich beträchtliche Volumenvermehrung mehrerer typischer Kontaktminerale (Andalusit, Spinell, Cordierit) wie auch mancher, fast ausschließlich auf Erstarrungsgesteine beschränkter Minerale (Sodalith, Leucit, Anorthoklas) auf.

Natürlich sind nicht alle Komponenten der kristallinen Schiefer durch reduziertes Volumen charakterisiert; es dürfte dann in ihnen keinen Feldspat geben. „Ganz zweifellos manifestiert sich aber gerade in der Feldspatgruppe der Einfluß des Volumgesetzes sehr deutlich. Derjenige Feldspat, bei dem die Vermehrung des Volums im Vergleich mit den Oxyden am geringsten ist, der Albit, spielt augenscheinlich die wichtigste Rolle in den kristallinen Schiefen; bei diesem ist die Volumvermehrung im Vergleich zu den Oxyden ca. 8%. Orthoklas mit 11% und Anorthit mit 13% Volumvermehrung treten dementsprechend in den kristallinen Schiefen seltener auf, beziehentlich ihre Basen suchen andere Gleichgewichtslagen.“

Die Wirkung des Volumgesetzes zeigt sich besonders deutlich durch **Beispiele von Volumgleichungen**, welche auf der einen Seite die Gemengteile eines Erstarrungsgesteins, auf der anderen die eines kristallinen Schiefers von gleicher Zusammensetzung erhalten. Angeführt sei hier das Beispiel von Diabas und Grünschiefer; die bei der Bildung des Grünschiefers erforderliche Aufnahme von Wasser und Kohlensäure kommt bei der Feststellung der Summe der Molekularvolumina in der eingeklammerten Zahl zum Ausdruck, die nicht eingeklammerte bezeichnet das Molekularvolumen der festen Bestandteile allein.

Diabas	Grünschiefer
Labradorit, Augit, Titan- eisen	Albit, Hornblende, Zoisit (Epi- dot), Chlorit, Quarz, Titanit.
Augit + Anorthitsubstanz + Wasser =	Strahlstein + Zoisit
$\left. \begin{array}{l} \{7 \text{Ca Mg Si}^2 \text{O}^6\} \\ \{2 \text{Mg Al}^2 \text{Si}^2 \text{O}^6\} \end{array} \right\} \dots \dots 612$	$3 \text{Ca Mg}^3 \text{Si}^4 \text{O}^{12} \dots \dots 405$
$4 \text{Ca Al}^2 \text{Si}^2 \text{O}^8 \dots \dots 404,4$	$4 \text{H Ca}^2 \text{Al}^3 \text{Si}^3 \text{O}^{13} \dots \dots 548$
$2 \text{H}^2 \text{O} \dots \dots (36)$	953
1016,4	
(1052,4)	
Labradorit + Augit + Titaneisen + Wasser =	Zoisit + Chlorit + Titanit + Quarz + Albit
$\left. \begin{array}{l} \{3 \text{Na Al Si}^3 \text{O}^8 \dots \dots 300,9 \\ \{3 \text{Ca Al}^2 \text{Si}^2 \text{O}^8 \dots \dots 303,3 \\ 2 \text{Ca Mg Si}^2 \text{O}^6 \dots \dots 136 \\ \text{Fe Ti O}^3 \dots \dots 31,7 \\ 3 \text{H}^2 \text{O} \dots \dots (54) \end{array} \right\}$	$2 \text{H Ca}^2 \text{Al}^3 \text{Si}^3 \text{O}^{13} \dots \dots 274$
	$\text{H}^4 \text{R}^3 \text{Si}^2 \text{O}^9 \dots \dots 106,5$
	$\text{Ca Si Ti O}^5 \dots \dots 55,6$
	$\text{Si O}^2 \dots \dots 22,8$
	$3 \text{Na Al Si}^3 \text{O}^8 \dots \dots 300,9$
771,9	759,8
(825,9)	[nicht 759,9]

Labradorit + Augit + Titaneisen + Wasser { Na Al Si <sup>3</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 100,3 { Ca Al <sup>2</sup> Si <sup>2</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 101,1 2 Ca Mg Si <sup>2</sup> O <sup>6</sup> . . . . . 136 3 Fe Ti O <sup>3</sup> . . . . . 95,1 4 H <sup>2</sup> O . . . . . (72) <hr style="width: 100%;"/> 432,5 (504,5)	=	Chlorit + Titanit + Albit { H <sup>4</sup> R <sup>3</sup> Si <sup>2</sup> O <sup>9</sup> . . . . . 106,5 { H <sup>4</sup> R <sup>2</sup> Al <sup>2</sup> Si O <sup>9</sup> . . . . . 106,5 3 Ca Si Ti O <sup>5</sup> . . . . . 166,8 Na Al Si <sup>3</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 100,3 <hr style="width: 100%;"/> 480,1
Labradorit + Pyroxen + Wasser + Kohlensäure 4 Ca Al <sup>2</sup> Si <sup>2</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 404,4 4 Na Al Si <sup>3</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 401,2 5 Ca Mg Si <sup>2</sup> O <sup>6</sup> . . . . . 340,0 5 H <sup>2</sup> O . . . . . (90) 5 CO <sup>2</sup> . . . . . (280) <hr style="width: 100%;"/> 1145,6 (1514,6)	=	Calcit + Quarz + Epidot + Chlorit + Albit 4 Na Al Si <sup>3</sup> O <sup>8</sup> . . . . . 401,2 5 Ca C O <sup>3</sup> . . . . . 185 7 Si O <sup>2</sup> . . . . . 159,6 2 H Ca <sup>2</sup> Al <sup>3</sup> Si <sup>3</sup> O <sup>13</sup> . . . . . 274 H <sup>4</sup> Mg <sup>3</sup> Si <sup>2</sup> O <sup>9</sup> . . . . . 106,5 H <sup>4</sup> Mg <sup>2</sup> Al <sup>2</sup> Si O <sup>9</sup> . . . . . 106,5 <hr style="width: 100%;"/> 1232,8

Trotz seiner Bedeutung kann das Volumgesetz nicht ausschließlich maßgebend für die Mineralneubildungen sein, wie die Bildung hydroxylhaltiger Verbindungen und die bisweilen nötige Annahme der Aufnahme von CO<sup>2</sup> zeigt; es müssen also die Verhältnisse die Möglichkeit der Fixierung von Wasser und Kohlensäure gestatten. Auch die Häufigkeit des Kalifeldspates und kalkreicher Plagioklase zeigt, daß bei der Entstehung der kristallinen Schiefer ein Moment dem Volumgesetz erfolgreich entgegenwirken kann. „Dieses Widerspiel des Volumgesetzes ist die Temperatur.“

Die wichtigste Ursache der Temperatursteigerung in einem Gesteinskörper ist die Annäherung an die innere Erdwärme, sodann Eruptivkontakt und schließlich ist lokal Erzeugung von Wärme durch mechanische Arbeit oder chemische Prozesse denkbar.

„Sehen wir von diesen mehr lokalen Wärmequellen ab und ziehen zunächst nur das Erdinnere als allgemein wirksame Wärmequelle in Betracht, so werden wir zu der Vorstellung geführt, daß es innerhalb der Erdrinde zwei **Tiefenstufen** geben muß: eine tiefere, in welcher die Temperatur so hoch ist, daß die Bildung hydroxylreicher Minerale ausgeschlossen ist, und eine obere, in welcher solche Minerale sich bilden können.

Unter besonderen Umständen werden die Temperaturverhältnisse der unteren Tiefenstufe durch Intrusion in höhere Regionen getragen werden, oder es werden ähnliche Verhältnisse vielleicht durch dynamische oder chemische Vorgänge lokal erzeugt werden. Der erstere Fall liegt in den Kontakthöfen der Tiefengesteine vor. Der Nachweis der letzteren Fälle müßte noch erbracht werden.

Während in der oberen Tiefenstufe das Volumgesetz die Mineralbildungen beherrscht, kommt in der unteren Stufe eine größere Verwandtschaft zu den Mineralbildungen der Erstarrungsgesteine und der Kontaktbildungen in den innersten Kontakthöfen zur Geltung.

Es soll nun der Versuch gemacht werden, die Mineralbildungen anzugeben, welche für die untere und obere Tiefenstufe charakteristisch sind, geordnet nach den Elementen, die zur Bildung der betreffenden Minerale erforderlich sind.

	Untere Tiefenstufe	Obere Tiefenstufe
Al allein . . . .	Disthen, Sillimanit	Disthen
Fe mit Al . . . .	Almandin	Chloritoid, Granat
Mg allein . . . .	rhombische Pyroxene, bei Si-Mangel Olivin	Antigorit
Mg mit Al . . . .	Pyrop, Cordierit	Chlorit
Mg mit Ca . . . .	Diopsid, Omphacit	Hornblende
Ca mit Al . . . .	Anorthitsubstanz in Plagioklas	Zoisit, Epidot
Na mit Al . . . .	Albitsubstanz in Plagioklasen, bei Si-Mangel Na Al-Silikat in Omphacit	Albit, bei Si-Mangel Glaukophan
Na mit Fe . . . .	Ägirin, als Beimischung in Omphacit	Na-Hornblenden
K mit Al . . . .	Kalifeldspat	Muskovit
K mit Fe u. Mg . .	Biotit	Biotit
Ti . . . . .	Rutil	(meist mit Ca u. Si): Titanit
	Außerdem Hornblende, Staurolith	Häufig auch Magnetit

Faßt man die Angaben zusammen, so ergeben sich als charakteristische Leitminerale der beiden Tiefenstufen:

Für die untere Stufe: Pyroxen, Granat, Biotit, kalkreiche Plagioklasse, Orthoklas, Sillimanit, Cordierit, Olivin.

Für die obere Stufe: Zoisit-Epidotgruppe, Muskovit, Chlorit, Albit, Antigorit, Chloritoid.

Beiden Zonen gemeinsam sind: Hornblende, Quarz, Turmalin, Staurolith, Titanit, Rutil.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die beiden Stufen nicht scharf geschieden sind und daß einerseits Minerale der unteren Stufe in die obere übergreifen, andererseits die für die obere Stufe charakteristischen Minerale bis zu verschiedenen Tiefen in die untere Stufe vordringen. Bei den wasserhaltigen Mineralen entspricht das der verschiedenen Temperatur, bei welcher der Hydroxylgehalt der Verbindung unter Bildung von Wasserdampf verloren geht.

So reichen offenbar die Minerale der Epidotgruppe tiefer herab als die Chlorite; Biotit, Granat höher hinauf als die Pyroxene.

Im großen und ganzen wird mit der höheren Temperatur der größeren Rindentiefe auch ein größerer Druck verknüpft sein. Es sind aber sehr gut Verhältnisse denkbar, die den parallelen Gang beider physikalischen Momente stören, und das wird weitere Modifikationen in den herrschenden Mineralkombinationen herbeiführen.“

Während die kristallinen Schiefer der Ostalpen häufig Glieder enthalten, welche charakteristische Glieder beider Stufen bis zu einem gewissen Grade vereinigt besitzen, sind die Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels in der Regel typische Beispiele der unteren Tiefenstufe.

Trotz der verhältnismäßig großen Widerstandsfähigkeit der Silikate der kristallinen Schiefer gegen Niedrigerwerden des Druckes und der Temperatur — eine Eigenschaft, die allein die Möglichkeit gewährt, daß Gesteine der unteren Tiefenstufe überhaupt als solche an die Erdoberfläche gelangen können — trifft man doch in Gesteinen, die ihre Ausprägung in einer tieferen Stufe erhalten haben, einer höheren Stufe entsprechende Neubildungen. Für diese Verhältnisse reichen die Bezeichnungen primär und sekundär nicht aus; Verf. schlägt deshalb vor, zu unterscheiden:

typomorphe Gemengteile, wesentliche Gemengteile des Gesteins, miteinander im chemischen Gleichgewicht stehend (Hornblende in einem Granatamphibolit),

protogene Gemengteile, Reste als Zeugen eines vorangegangenen Zustandes, die sich neben den typomorphen erhalten haben (Pyroxenreste in einem Granatamphibolit),

hysterogene Gemengteile, Neubildungen, welche nicht imstande sind, den Typus des Gesteins gänzlich zu verwischen (Hornblende in einem Eklogit, die sich aus Omphacit oder Granat oder beiden typomorphen Gemengteilen gebildet hat).

## II. Struktur der kristallinen Schiefer.

Die eigentümliche Struktur der kristallinen Schiefer wird als kristalloblastische Struktur (von *βλαστειν* = sprossen) bezeichnet; als ihre Merkmale werden angeführt:

„1. Die wesentlichen Gemengteile des kristallinen Schiefers sind gleichwertig, keines ist vor dem anderen kristallisiert, wie die Einschlüsse beweisen, jeder Gemengteil findet sich gelegentlich als Einschluß in allen anderen vor.

2. Ausbildung von Kristallformen ist verhältnismäßig selten. Die vorhandenen Kristallformen sind stets sehr einfach und oft parallel der Spaltbarkeit. Häufig treten Individuen auf, welche nur eine Kristallfläche zeigen, die einer Spaltfläche parallel geht, oder nur eine Zone von solchen Kristallflächen, sonst aber der Kristallflächen entbehren.

3. Es fehlen durchwegs durch Voraneilen des Kanten- oder Eckenwachstums entstehende Skelettbildungen.

4. Nach der Ausbildung der Kristallform lassen sich die Gemengteile in eine Reihe mit abnehmender Kristallisationskraft bringen, so daß jedes in der Reihe voranstehende Mineral in Berührung mit einem nachfolgenden seine Kristallform zur Ausbildung bringt.

5. Parallelstruktur kommt zustande nicht allein durch Parallelstellung fertiger Kristalle mit ihren Längsdimensionen (wie bei der Fluidalstruktur der Erstarrungsgesteine), auch nicht bloß durch mechanische Kataklase, sondern durch die Begünstigung des Wachsens der Gemengteile in der Richtung senkrecht zur stärkeren Pressung. Sie gewinnt den größten Teil ihrer Wirkung, wenn Minerale vorhanden sind, die ihrerseits begünstigte molekulare Wachstumsrichtungen haben.

6. Zonenstruktur fehlt den Gemengteilen oder ist, wenn vorhanden, von anderer Ausbildung und folgt anderen Regeln, als bei den Erstarrungsgesteinen.

7. Die Einschlüsse der Kristalle folgen zumeist nicht der Zonenstruktur, sondern entsprechen entweder dem Aufbau aus Anwachs- pyramiden oder sie lassen eine ältere Gesteinsstruktur erkennen.

8. Die kristalloblastische Struktur ist schließlich durch die möglichste Kompaktheit der mit ihr ausgestatteten Gesteine charakterisiert. Weder blasige noch zellige miarolitische Strukturformen sind mit ihr vereinbar.“

Neben und mit den eigenen formgebenden Kräften der kristallinen Individuen wirken zur Erreichung der Struktur die im Gestein wirk- samen Druckkräfte sowohl durch die Art, wie diese Kräfte wirksam waren, wie auch durch die Anpassung der kristallinen Gemengteile gegen- über diesen Druckkräften. Verf. bezeichnet als Druck schlechtweg den allseitigen Druck (englisch pressure), der von der Höhe der über- lagernden Gesteinssäule abhängt und wesentlich auf die Volumenergie der ihm unterliegenden Körper einwirkt, als Pressung den einseitigen Druck, der sich in tektonischen Vorgängen äußert und dem die Körper ihre Formenergie entgegensetzen.

Der Pressung gegenüber ist die Form der Gemengteile Verände- rungen zugänglich durch (in ihrer Wirkung niemals einen bedeutenden Betrag erreichende) elastische Deformationen, ferner durch Trans- lation und Gleitung und schließlich durch Kataklase. Die sehr verbreiteten Schieferstrukturen, welche sich nicht durch rein mechanische Vorgänge erklären lassen, werden in einem besonderen Abschnitt besprochen mit der Überschrift:

**Bruchlose Umformung, Kristallisationsschieferung — das Riecke'sche Prinzip.** Verf. nimmt die Vorstellung der bruchlosen Um- formung an, glaubt aber, „daß die Umformung nicht so sehr durch eine mechanische Plastizität (Überwindung der Kohäsion, der inneren Reibung) der Gemengteile bewirkt wird als durch chemische Vor- gänge (Auflösung und Kristallisation). Diese Vorstellung ist nicht neu, sie wird aber dem Verständnis näher gebracht durch eine interessante Abhandlung von RIECKE.

Nach RIECKE (Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-physik. Kl. 1894. 4. 278—284) wird durch mechanischen Druck oder Zug, überhaupt durch Deformation der Schmelzpunkt eines Körpers herabgesetzt, und zwar ist diese Depression des Schmelzpunktes unabhängig davon, ob die betreffende Substanz ihr Volumen beim Schmelzen vergrößert oder verkleinert.“ RIECKE folgert aus diesem Verhalten, daß von zwei Prismen einer in ihrer gesättigten Lösung befindlichen Substanz bei Deformation des einen Prismas das andere bei gleichbleibender Temperatur nicht deformierte auf dessen Kosten zur Wiederherstellung des Gleichgewichtes wachsen muß; Verf. überträgt dieses Verhalten auch auf den Fall inhomogener Deformation.

An den Berührungsstellen der einzelnen Körner und Kristalle in einem einseitiger Pressung unterworfenen Gestein, zwischen denen eine gesättigte Lösung der Gesteinsgemengteile auf den kapillaren Klüften zirkuliert, kann man Stellen stärkerer und schwächerer Pressung unterscheiden: senkrecht zur Pressung liegende Oberflächenelemente werden am stärksten gepreßt werden, in die Richtung der Pressung fallende werden relativ frei von Pressung sein. „Es ergibt sich als Resultat, daß die am stärksten gepreßten Stellen der Körner gelöst werden, während die am schwächsten gepreßten in der zwischen den Körnern zirkulierenden Lösung weiterwachsen. Hierdurch werden die Körner offenbar in der Richtung der stärksten Pressung durch Auflösung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens durch Wachstum ausgedehnt.

Wir glauben, daß dieser Lösungs- und Kristallisationsvorgang mindestens ebensoviel zur Parallelstruktur der kristallinen Schiefer beiträgt wie die mechanische Einstellung bereits vorhandener tafelige Individuen in die Ebene senkrecht zum Druck und wie die Erscheinungen der Kataklase, die immer auch von solchen Lösungs- und Kristallisationsvorgängen begleitet sein werden.“

Das für die Anwendung des RIECKE'schen Prinzips auf die Entstehung der kristallinen Schiefer erforderliche Wasser steht in den erforderlichen, sehr geringen Mengen (einige Zehntel Prozent sind hinreichend) in Eruptivgesteinen als Reste juvenilen Wassers, in Sedimentgesteinen als in ihnen stets vorhandenes, chemisch gebundenes Wasser zur Verfügung.

Die auf die angegebene Art sich bildende Parallelstruktur wird als Kristallisationsschieferung bezeichnet. Ihre volle Wirkung wird dort eintreten, wo die Gemengteile Neigung zu tafeligen, schuppigen oder stengeligen, nadeligen Formen haben; die Wirkung wird potenziert, wenn die molekularen Wachstumsrichtungen und die durch Pressung begünstigten Richtungen zusammenfallen. Eine mit der bevorzugten Ausdehnung der Kristalle zusammenfallende molekulare Spaltbarkeit überträgt sich schließlich auf das Gestein.

Für die Entstehung dieser Schieferstrukturen durch das Wachsen und nicht durch Parallelanordnung fertiger Schuppen und Nadeln spricht

die Beobachtung, daß nicht der Schieferungsfläche parallel liegende Individuen der gleichen Substanz die Ausdehnung nach der ihnen eigentümlichen Wachstumsrichtung nicht besitzen (z. B. kurze gedrungene Glimmer tafeln im Gegensatz zu den dünntafeligen Individuen parallel der Schieferungsebene).

Das RIECKE'sche Prinzip gibt schließlich auch eine gute Erklärung für die Kompaktheit der kristallinen Schiefer, für ihre Tendenz, vorhandene oder in Entstehung begriffene Hohlräume (Streckungshöfe, tote Räume) durch neu gebildete Minerale auszufüllen.

Somit ist das RIECKE'sche Prinzip das Bindemittel, welches mechanische und chemische Arbeit in Wechselwirkung bringt, der physikalische Ausdruck für den Satz von ROSENBUSCH, daß sich mechanische Arbeit in chemische umsetzt.

Natürlich können mit und neben der Kristallisationsschieferung rein mechanische Einwirkungen zur Ausbildung der Parallelstruktur beitragen; die **Beziehungen zwischen Kristallisationsschieferung und Kataklasten** hängen ab von dem Verhältnis zwischen der Pressung und dem Maß der Fähigkeit zum Umkristallisieren, welches durch die Umstände, besonders durch Temperatur und Druck gegeben ist. Starke kataklastische Erscheinungen machen sich besonders in den oberen Teilen der Erdrinde geltend und finden sich häufig in Gesteinen mit hydroxylhaltigen Neubildungen der oberen Tiefenstufe (früher vom Verf. als *anogen-dynamometamorph* bezeichnet, dies. Jahrb. 1893. II. -125-), völliger Ausgleich der Pressung durch Umkristallisieren findet gewöhnlich in größeren Tiefen statt, wo sich auch die Gemengteile der unteren Tiefenstufe einstellen (früher vom Verf. als *katogen-dynamometamorph* bezeichnet); doch können die verschiedensten Kombinationen eintreten. (In großen Teilen des sächsischen Granulitgebirges deuten die Gemengteile auf eine bedeutende Tiefenstufe, obwohl Kataklaste stark hervortritt, im Gegensatz hierzu fehlen in gewissen kristallinen Gesteinen der Schieferhülle der Zentralgneise der Hohen Tauern trotz massenhaften Auftretens hydroxylreicher Minerale Kataklaste häufig völlig.)

Die **Ausbildung von Kristallformen**, bei den kristallinen Schiefen natürlich viel beschränkter als bei den Erstarrungsgesteinen, führt zumeist zu sehr einfachen Formen und zu gerundeten Kanten unter Bevorzugung der Flächen parallel einer vollkommenen Spaltbarkeit und führt, wenn diese keine geschlossene Form darstellt, durch die Entwicklung lediglich dieser und einiger tautozonaler Flächen zu offenen Kombinationen. Niemals finden sich im Schiefer Kristallskelette.

„Die Gemengteile kristallinischer Schiefer, nach abnehmender Kristallisationskraft“ geordnet, ergeben folgende Reihe:

Titanit, Rutil, Magneteisen, Eisenglanz, Titaneisen, Granat,

Turmalin, Staurolith, Disthen.

Epidot, Zoisit.

Pyroxen, Hornblende.

Breunerit, Dolomit, Albit.

Glimmer, Chlorit.

Calcit.

Quarz, Plagioklas.

Orthoklas, Mikroclin.

Ausnahmen sind auf äußere Momente zu schieben; so scheinen kleine Individuen mehr Aussicht auf Ausbildung ihrer Kristallform zu haben als große.

Zur Erklärung der „Kristallisationskraft“ läßt sich unter Zugrundelegung der Vorstellungen von CURIE annehmen, daß unter den bei der Bildung der kristallinen Schiefer gegebenen Umständen diejenige Kristallart ihre Kristallform zum Vorschein bringt, welche die kleinere Oberflächenenergie besitzt. Gleichzeitig enthält die empirisch aufgestellte Reihe die Gemengteile im allgemeinen nach dem spezifischen Gewicht geordnet; da andererseits bei der Ausbildung stets die Spaltungsflächen bevorzugt werden, denen vermutlich ein Minimum der Oberflächenenergie zukommt, „liegt es nahe anzunehmen, daß das eigentliche *primum movens* die dichte Scharung der Molekel ist und daß jene Minerale Kristallformen annehmen, welche die dichtest gescharten Molekel besitzen, und daß unter den verschiedenen Kristallflächen desselben Minerales jene am leichtesten entstehen, in denen die Anordnung der Molekel am dichtesten ist.“

Die mit ihrer Kristallform auftretenden Gemengteile werden *idioblastisch* genannt, diejenigen, welche ohne Eigenform die Lücken der *Idioblasten* ausfüllen, als *xenoblastisch* bezeichnet; die Ausdrücke *idiomorph*, *alotriomorph* etc. sollen auf die Verhältnisse der Eruptivgesteine beschränkt bleiben.

Häufig entwickelt sich beim Zusammentreffen von zweierlei Gemengteilen der eine gewöhnlich mit konvexer, der andere mit konkaver Oberfläche (z. B. Quarz und Plagioklas einerseits konvex, Kalifeldspat andererseits konkav; auch Kalkspat tritt gerne in bizarren, von konkaven Oberflächenteilen begrenzten *Xenoblasten* auf. Auch diese Verhältnisse lassen sich auf das Bestreben zurückführen, das Minimum der Oberflächenenergie zu erreichen.

Auch die Zunahme der **Korngröße** bei der Entwicklung der kristalloblastischen Struktur läßt sich durch diese Vorstellungen CURIE's erklären.

**Zonenstruktur** ist bei den Gemengteilen der kristallinen Schiefer viel seltener als bei den Komponenten der Massengesteine, die Unterschiede zwischen Kern und Hülle sind viel geringer, ferner entbehren die einzelnen Zonen der Kristallform und überhaupt einer festen Begrenzung: „die Schichten schwimmen gleichsam ineinander“. Besonders auffallend ist der Unterschied bei den *Plagioklasen*: in den kristallinen Schiefen ist mit großer Regelmäßigkeit der Kern reicher an Na-Feldspat, die Hülle reicher an Anorthitsubstanz; dabei sind die Unterschiede zwischen Kern und Hülle stets gering. Ein Grund für dieses Verhalten läßt sich vorläufig nicht angeben.

Folgende **Modifikationen der kristalloblastischen Struktur** werden unterschieden:

A. Blastische Strukturen (alle wesentlichen Gemengteile treten in Individuen von derselben Größenordnung auf):

1. „Die einfache schuppige Struktur vieler glimmerreicher Schiefergesteine, die man bei Vorliebe für gelehrt klingende Terminologie auch als lepidoblastisch bezeichnen könnte.“

2. Durch das Auftreten der Gemengteile in rund- oder eckig-körnigen Aggregaten ausgezeichnete Struktur; „sie könnte der Gleichmäßigkeit wegen granoblastisch heißen“ (= Mosaikstruktur, Pflasterstruktur, Bienenwabenstruktur, von SEDERHOLM als zyklisch, von SCHALCH bei Amphiboliten als gabbroid bezeichnet). Typisch bei Quarziten, Marmoren und Dolomiten.

3. Die diablastische Struktur: „im selben Raum finden sich verschieden gestaltete Teile des einen oder des anderen Gemengteiles je in kristallographisch-paralleler Stellung, also je einem Individuum der beiden Gemengteile angehörend.“ Diese äußerlich der pegmatitischen Struktur ähnliche Anordnung, bei welcher der eine oder andere Gemengteil (nie aber beide) im kleinen idioblastisch entwickelt sein kann, scheint besonders dann häufig zustande zu kommen, wenn ein Gemenge von zwei Gemengteilen sich aus einem proterogenen oder an der Grenze zweier protogener Komponenten entwickelt. Durch Entwicklung diablastischer Gemenge als radial struierte Rinden um Reste proterogener Gemengteile entwickelt sich die Kelyphitstruktur. Diablastische Strukturen sind besonders häufig bei Amphiboliten und Eklogiten.

4. Die poikiloblastische Struktur: „größere xenoblastische Individuen eines Gemengteiles schließen so aneinander, daß eine Art grobkörnigen Grundgewebes entsteht, und darin liegen nun kreuz und quer, oder auch nach Schieferung und Streckung geordnet, wesentlich kleinere Idioblasten anderer Gemengteile“ (äußerlich der ophitischen oder poikilitischen Struktur der Erstarrungsgesteine ähnlich). Besonders häufig bei Grünschiefern; Beispiel ein Grünschiefer mit einem grobkörnigen Grund von Albitxenoblasten und eingelagerten Idioblasten von Epidot oder Hornblende.

B. Porphyroblastische Strukturen, ausgezeichnet durch beträchtliche Unterschiede in der Größe der Gemengteile, äußerlich den porphyrischen Strukturen der Erstarrungsgesteine ähnlich, doch sind hier die großen Kristalle, die Porphyroblasten, gleichalterig mit der feiner struierten Hauptmasse des Gesteins, dem Grundgewebe, oder bisweilen auch jünger, indem sie die Gemengteile der feiner struierten Hauptmasse aufgezehrt oder verdrängt haben. Einschlüsse des Grundgewebes in den Porphyroblasten ergibt Siebstruktur; sind die Einschlüsse nach alten, sonst im Gestein überwundenen Strukturflächen angeordnet, so entsteht WEINSCHENK's helicitische Struktur. Eine Abhängigkeit der Porphyroblasten von der Parallelstruktur des Gesteins ist insofern zu beobachten, daß beispielsweise Biotitporphyroblasten in der Schieferungsebene liegend tafelförmig, quer zu ihr gestellt dicksäulenförmig erscheinen.

Folgende Minerale bilden häufig Porphyroblasten: „Granat, Hornblende, Biotit, Chlorit, Sprödglimmer, Albit (selten andere Feldspate), Staurolith, Epidot, Zoisit (seltener); Magnetit, Eisenglanz und Titaneisen; seltener und wohl nur unter besonderen Umständen Muskovit.“

Da porphyroblastische Struktur der Ausdruck für das Voreilen einzelner Gemengteile und das Zurückbleiben der anderen ist, ist sie wahrscheinlich nicht das Endstadium, dem ein kristalliner Schiefer zustrebt; sie findet sich tatsächlich auch seltener in der unteren Tiefenstufe, ist vielmehr in den „jüngeren“, nachweislich aus Sedimenten bekannter Formationen hervorgegangenen kristallinen Schiefen häufig, am häufigsten wohl bei der Umkristallisierung pelitischer Sedimente entwickelt.

Eine typische Entwicklung kristalloblastischer Strukturen wird häufig durch Kombination mit kataklastischen Strukturen und ebenso durch Reste der ursprünglichen Struktur des Ausgangsmaterials verhindert; eine Struktur, bei der „in dem kristallinen Schiefer noch erkennbare Reste der ursprünglichen Struktur des Ausgangsmaterials mehr oder weniger verschleiert durch die Neuordnung hindurch zu erkennen sind“, wird unter Berufung auf SEDERHOLM als **Palimpseststruktur** bezeichnet. Palimpseststrukturen der Massengesteine werden unterschieden als blastogranitisch, blastophitisch, blastoporphyrisch [nicht zu verwechseln mit porphyroblastisch (vergl. oben unter B) und porphyroklastisch, wobei in Gesteinen mit gewöhnlich granitisch-körniger Struktur einzelne größere Körner der Wirkung der Kataklyse widerstehen]; durch Reste der ursprünglichen klastischen Anordnung charakterisierte Strukturen werden als blastopsephitisch und blastopsammitisch bezeichnet — die Struktur ursprünglich pelitischer Gesteine kann nicht erhalten bleiben.

**Beziehungen der Struktur der kristallinen Schiefer zu der Hornfelsstruktur** erklären sich leicht durch die Tatsache, daß beide durch Kristallisation im starren Gestein zustande kommen.

Die gesteinsumbildenden Vorgänge führen zur **Ausbildung der Paralleltexur**, bei der dann die Hauptkategorien der schieferigen, flaserigen und Lagentexturen unterschieden werden.

Bei der Flasertexur werden als Flaser im engeren Sinne schuppige Aggregate bezeichnet, wie sie besonders häufig der Biotit, aber auch Muskovit und Hornblende bilden; aus granoblastischen Aggregaten aufgebaute Linsen farbloser Gemengteile werden Kornflasern genannt; sie zerfallen wieder in geschlossene und lockere, die an den Rändern durch Eintreten anderer Gemengteile unterbrochen sind. Flasertexur ist wohl stets der Ausdruck einer Inhomogenität des Ausgangsmaterials. Gleitflasern entstehen an Stellen von Differentialbewegungen; spätere Spannungen lösen sich wieder auf der aus leicht verschiebbaren und eventuell spaltbaren Mineralen aufgebauten Flaser aus und tragen somit zu ihrer Weiterentwicklung bei. Außer feinschuppigem Muskovit tritt in Gleit-

fasern auf: Chlorit in Grünschiefern und Amphiboliten, Asbest und Talk in Serpentin und Topfstein, Sillimanit in Gesteinen der unteren Tiefenstufe.

Die zur schieferigen Textur gehörende gefaltete und gefältelte Textur scheint zu ihrer Entstehung stets des Vorhandenseins einer Schieferung oder Schichtung zu bedürfen. Die Linie, welche den beiden sich schneidenden Ebenen paralleler Lagerung gemeinsam ist, entspricht offenbar der Richtung leichtester Ausweichung und ist nicht selten die Streckungsrichtung. Durch knickförmige Änderungen der Lage dieser Streckungslinie, welche sich in breiteren Streifen quer gegen die Erstreckung der feineren Fältelung verlaufend wiederholen, entsteht die Kreuzfältelung.

„Einfache Schiefertextur entsteht durch eine Verteilung der Pressung, wobei eine Richtung größter Pressung vorhanden ist und alle Richtungen normal zu ihr kleinstem Druck (leichtestem Ausweichen) entsprechen. Ist dagegen eine Richtung kleinsten Druckes (leichtesten Ausweichens) vorhanden und rings herum normal dazu Richtungen größter Pressung, so würde das zu einfacher Streckung führen.

Keines von beiden ist die Regel. Vielmehr wird zumeist eine Richtung größter und eine Richtung kleinster Pressung vorhanden sein. Es entwickelt sich dann senkrecht zur Richtung größter Pressung eine Schieferungsebene und in dieser, in der Richtung kleinster Pressung, eine Streckungsrichtung.“

**Klüftung und Streckung** sind gesetzmäßig miteinander verbunden. Ungefähr senkrecht zur Streckungsrichtung ist das Gestein von scharfen, oft dicht aufeinanderfolgenden Querklüften durchsetzt, Längsklüfte, meist uneben und oft parallel der Streckung gerieft, stehen ungefähr senkrecht auf der Schieferungsfläche und parallel mit der Streckungsrichtung, Hauptklüfte fallen mit der Ebene der Schieferung zusammen.

Die Fixierung der Streckungsrichtung erfolgt entweder durch Angabe des Winkels, welchen die Streckungsrichtung (die stets in der Ebene der Schieferung liegt) mit dem Streichen der Schieferung einschließt: die Streckung senkt sich in der Schieferungsebene um  $x^\circ$  nach — (Angabe der Weltgegend), oder sie wird unmittelbar festgelegt durch Angabe des Azimuts der durch die Streckungsrichtung gelegten Vertikalebene und des Winkels, welchen die Streckungsrichtung mit der in dieser Vertikalebene gezogenen Horizontalen einschließt: die Streckung fällt nach — (Angabe des Azimuts) unter  $x^\circ$ . Beide Angaben stehen in einer einfachen, durch ein Diagramm erläuterten Beziehung zueinander und kontrollieren sich gegenseitig. Zur Bezeichnung der Streckung in der geologischen Karte dient ein dem für Streichen und Fallen üblichen Zeichen zugefügter Pfeil, dem der Fallwinkel der Streckung beigegeben ist:



Die Richtung der Streckung ist oft über große Räume konstant oder zeigt regelmäßige Veränderungen; nicht selten ist in dem gleichen Gebiet die Lage der Schichtungs- und Schieferungsflächen viel häufigerem Wechsel unterworfen als die Lage der Streckung.

Milch.

**F. Becke:** Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. (Compt. rend. IX. Congrès géol. intern. de Vienne. 1903. 553—570. Wien 1904.)

Der auf dem Wiener Geologenkongresse gehaltene Vortrag enthält die wichtigsten Ergebnisse der gleichnamigen, oben referierten großen Abhandlung des Verfassers. Milch.

**L. Duparc:** Sur quelques roches filoniennes qui traversent la dunite massive du Koswinsky (Oural du Nord). (Compt. rend. 134. 565—567. 1902.)

Wie im W. so erscheint auch im NW. des Koswinsky-Kamen Dunit, der hier von Gängen folgender Gesteine durchquert wird: 1. Plagioklasgranulit (Plagiaplit) (zuckerkörniges Gemenge von wenig dunklem Glimmer mit Plagioklas und Quarz, ca. 73% SiO<sub>2</sub>, 4% CaO). 2. Albitit (panidiomorphkörniges Gemenge von albitartigem Feldspat mit wenig Titanit, stark gepreßt). 3. Anorthitdiorit (holokristallines, melanokrates, mittelkörniges Gemenge von dunkler Hornblende mit wenig Anorthit, 40% SiO<sub>2</sub>). 4. Wehrlit (Olivin spärlich, helle Hornblende, etwas Chromspinell). Nur von dem letzten Ganggestein ist das Anstehende angetroffen. O. Mügge.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

**C. R. van Hise:** The iron-ore deposits of the Lake Superior region. (21st Annual Report of the Unit. St. Geol. Survey. 1899—1900. Part. III. 305—434. 12 Pl. Washington 1901.)

Seit 1883 besteht bei der United States Geological Survey eine besondere Abteilung für die geologische Untersuchung der Eisenerzgebiete am Lake Superior, die bis zum Jahre 1888 dem verstorbenen Prof. ROLAND D. IRVING unterstellt war und deren Leitung seitdem in den Händen von C. R. VAN HISE liegt. Die Untersuchungen betrafen von vornherein sowohl die Stratigraphie des ganzen Gebietes im allgemeinen als die einzelnen Eisenerzbezirke im besonderen. Die Feldarbeit ist vollendet und die Ausarbeitung so weit gediehen — inzwischen sind noch von zwei weiteren Eisenerzbezirken Monographien erschienen und steht nur noch die des letzten Bezirkes (Menominee) aus —, daß Verf. füglich zu einer Zusammenfassung der Hauptergebnisse schreiten konnte, die in der vorliegenden Abhandlung niedergelegt ist.

Was die Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen angeht, so zwingt neuere, nördlich des Lake Superior gewonnene Erkenntnis, die in früheren Arbeiten bekannt gegebenen Ansichten wesentlich zu berichtigen. Erstens ist die Meinung nicht mehr aufrecht zu erhalten, daß das Archäikum des Lake Superior-Gebietes nur aus Eruptivgesteinen (unter Ausschluß von Sedimentgesteinen) aufgebaut ist, sondern es ist im Gegenteil als sehr

wahrscheinlich anzunehmen, daß gewisse, bisher dem Unterhuron zugerechnete eisenerzführende Sedimentgesteine, so z. B. des Vermillion- und Michipicoten-Bezirks (letzterer in Canada gelegen), dem Archäikum zugerechnet werden müssen. Zweitens folgt aus dem eben Gesagten, daß nunmehr drei der durch starke Diskordanzen gekennzeichneten fünf Schichtengruppen des Lake Superior-Gebietes (Kambrium, Keweenaw- oder kupferführende Gruppe, Oberhuron, Unterhuron, Archäikum), nämlich ausser dem Oberhuron und dem Unterhuron auch das Archäikum, als eisenführend sich erweisen.

Als die ursprünglichen Schichtgesteine der eisenführenden Schichtenfolgen, aus denen eine Anzahl anderer, sowie auch die eigentlichen Eisenerze durch verschiedene metamorphe und sedimentäre Vorgänge entstanden sind, haben kieselige Eisenkarbonate, ferner Eisensilikatgesteine (kein Glaukonit) und pyritische Quarzgesteine (diese auf das Archäikum beschränkt) zu gelten, unter welchen an erster Stelle die kieseligen Eisenkarbonate stehen, die in ihrer Zusammensetzung zwischen fast reinem Spateisenstein, dem Ankerit, eisenhaltigem Dolomit und fast eisenfreiem Dolomit schwanken.

Der Eisengehalt dieser Schichtenfolgen ist auf ältere basische Eruptivgesteine des Lake Superior-Gebietes zurückzuführen, unter denen besonders ein stets eisenreicher Grünstein von oft mandelsteinartigem, oft schichtigem Habitus im Archäikum hervortritt und auch im Huron häufig ist. Unterirdisch zirkulierende Gewässer nahmen das Eisen hauptsächlich in Form von Karbonat, aber auch von Sulfat auf und führten es in angrenzende Meeresteile, wo durch mehrfache Oxydations- und Reduktionsvorgänge, letztere unter dem Einfluss von organischen Stoffen, ferner durch gleichzeitige Abscheidung von Kieselsäure, wahrscheinlich seitens Organismen und mechanische Hinzuführung von mehr oder weniger Sedimentstoffen, die oben erwähnten ursprünglichen Schichtgesteine — kieselige Eisenkarbonate, Eisensilikatgesteine und pyritische Quarzgesteine — sich bildeten. Diese Gesteine sind nun Veränderungen unterworfen worden, die verschieden sind, je nachdem die Gesteine an oder nahe der Oberfläche oder in größerer Tiefe sich befunden haben. Karbonate an oder nahe der Oberfläche wurden durch die sauerstoffreichen Tagewässer (Entziehung der Kohlensäure, sowie Oxydation und Hydratation des Eisens) in eisenhaltige Schiefer, eisenschüssige Hornsteine und eigentliche Erzansammlungen umgewandelt, während aus denselben in der Tiefe, zumal unter Einwirkung auch von kontaktmetamorphen Faktoren, Amphibol- und Magnetiteisenschiefer, sowie Pyroxen- und Olivingesteine hervorgingen; hier spielte neben der „Dekarbonation“ und der teilweisen Oxydation besonders die Silizierung eine wesentliche Rolle.

Die oben erwähnten, an und nahe der Oberfläche sekundär gebildeten eisenhaltigen Schiefer und eisenschüssigen Hornsteine gaben, wenn sie durch nachfolgende Sedimentation in die Tiefe gelangt und dynamometamorphen Vorgängen ausgesetzt waren, ihr Wasser ab und hinterließen das Eisen als Oxyd. Diese das Eisen als Hämatit enthaltenden Gesteine bilden die sogen. Jaspilite, die auch schon beim bloßen Überwiegen der

Oxydation gegenüber der Hydratation entstehen können. Die Hauptmenge der derart in Bändern, Adern oder größeren Massen durch Konzentration gebildeten Erze des Lake Superior-Gebietes ist Eisenoxyd, z. T. mit geringem Wassergehalt, auch Limonit kommt häufig vor, während Magnetit nur sehr untergeordnet auftritt.

Die eisenführenden Gesteine setzen im Archäikum und im Unterhuron je eine Schichtenfolge, im Oberhuron zwei Schichtenfolgen zusammen, von denen die eine an der Basis z. T. aus Trümmermaterial der Schichtenfolge des Unterhurons gebildet ist, die andere in einem höheren Horizont hingegen normale Entwicklung zeigt. Eisenerze können innerhalb dieser Schichtenfolgen in allen Horizonten vorkommen, doch pflegen sie zumeist mehr in mittleren und unteren Horizonten aufzutreten.

Große Erzlager sind immer an die Berührungsflächen verschiedener Glieder dieser Schichtenfolgen oder an die Berührungsflächen der letzteren mit Gesteinen des Hangenden oder Liegenden geknüpft, während geringe Erzlager sich innerhalb dieser Schichtenfolgen überall da finden, wo gebirgsbildende Kräfte zu Schichtenstörungen geführt haben. Auch die Bildung der großen Erzlager steht im ursächlichen Zusammenhang mit der Faltung des Lake Superior-Gebietes, die besonders an den Berührungsflächen von Schichtenfolgen verschiedenen Gesteinscharakters, den Flächen geringsten Widerstandes, zu Gleitungen und verschiedenartiger Bewegung und damit im Zusammenhang stehender Zerreißung und Auflockerung der angrenzenden Gesteinsschichten führte, was durch den dadurch bewirkten vermehrten Umlauf der Wässer an diesen Stellen die Erzanreicherung bedingte.

Die großen Erzlager lagern stets auf verhältnismäßig wasserundurchlässigen Gesteinsschichten und zwar zumeist nur dort, wo sie geneigt verlaufende Mulden, Wannen oder Gerinne bilden (pitching troughs; trough eigentlich Trog). Daß diese Erzablagerungen erst entstanden sind nach der Bildung dieser Formen durch tektonische Kräfte, ist zweifellos und beweisend dafür, daß nur unterirdisch umgehende Wässer sie zur Ablagerung gebracht haben können.

Die Frage, ob diese Wässer von Tage niedersinkende oder aus der Tiefe aufsteigende waren, ist zugunsten der niedersinkenden Wässer zu entscheiden, denn eine einfache Überlegung lehre, daß bei aufsteigenden Wässern die Lagerstätten im allgemeinen sich unmittelbar unter einer wasserundurchlässigen, nicht aber, wie es im Lake Superior-Gebiet der Fall ist, auf einer wasserundurchlässigen Schicht befinden müsse. Dazu käme, daß die Erze weitaus vorwiegend oxydischer Natur sind, was auf sauerstoffreiche Tagewässer schließen läßt.

Der chemische Vorgang bei der Anreicherung des Erzes wird folgendermaßen erklärt: Die durch die „Dekarbonation“ der ursprünglichen Schichtgesteine an Kohlensäure reich gewordenen Wässer waren bei ihrem weiteren Eindringen imstande, einen nicht unerheblichen Betrag an Eisenkarbonat, sowie etwas Eisensilikat in Lösung zu bringen und die dergestalt beladenen Wässer strömten den troughs zu, die Wandungen und die tiefsten

Teile derselben erfüllend. Erst als der „Dekarbonations“-Prozeß längere Zeit vor sich gegangen war, konnten wieder sauerstoffreiche Wässer in die Tiefe dringen und bei ihrem Zusammentreffen mit den die troughs erfüllenden eisenkarbonathaltigen Wässern fiel Eisenoxyd aus. Diesem sekundären Bildungsprozeß ist es in erster Linie zu danken, daß es zur Ablagerung von wirklichen Eisenerzmassen kam. Der geringere Kieselsäuregehalt dieser Massen gegenüber den der durch sie verdrängten ursprünglichen eisenhaltigen Schichtgesteinen wird auf die lösende Tätigkeit von Alkalien zurückgeführt, die die Wässer aus basischen Eruptivgesteinen aufnehmen konnten und tatsächlich auch aufgenommen haben, denn Untersuchungen dieser an manchen Stellen in oder an der Basis der Lagerstätten angetroffenen Gesteine haben sich stets als eines großen Teils ihrer Alkalien beraubt erwiesen.

Der weitaus größere Teil der großen Erzlager des Lake Superior-Gebietes findet sich an Abhängen oder oft an noch höher gelegenen Teilen des Geländes. Eine Ausnahme hiervon machen jedoch einige umfangreiche Lagerstätten, wie z. B. die unter der Senke des Lake Angelina im Marquette-Bezirk, ferner die Chapin-Masse, welche zum großen Teil unter einem Swamp liegt, sowie einige Erzlager des Mesabi-Bezirktes. Immer aber steigen die liegenden undurchlässigen Schichten derart vorkommender Lagerstätten im angrenzenden Gelände zu größeren Höhen auf, so daß die Bedingungen für Bewegungen größerer Wassermengen nach der Tiefe auch für diese Lagerstätten gegeben waren. Fast alle — vielleicht sogar alle — bekannt gewordenen Lagerstätten des Lake Superior-Gebietes stoßen an irgend einer Stelle zutage heraus oder reichen bis an das bedeckende Quartär. Die gegebene Erklärung ihrer Entstehung als richtig vorausgesetzt, ist der Schluß berechtigt, daß die Erzlager ihr Material vorwiegend aus den einstmals über ihnen entwickelt gewesen, jetzt der Denudation zum Opfer gefallen eisenführenden Schichtenfolgen bezogen haben. Die Erzlager sind daher als das Produkt der Tätigkeit niedersinkender Tagewässer und fortschreitender Denudation (gleichzeitig fortwährende Neuanwandlung der ursprünglichen kieseligen Eisenkarbonate in eisenhaltige Schiefer und eisenschüssige Hornsteine) zu betrachten.

Die Erzkonzentration begann in der Periode zwischen dem Archäikum und dem Unterhuron, setzte in den den Diskordanzen entsprechenden Zeiten zwischen der Ablagerung des Unterhurons und des Oberhurons, sowie der letzteren Gruppe und der Keweenaw-Gruppe fort, erreichte aber erst in der der Ablagerung der Keweenaw-Gruppe folgenden langen Denudationsperiode, auf welche das Kambrium folgte, größere Bedeutung und dauerte fort bis zur Gegenwart, soweit nicht Perioden der Meeres- und in jüngster Zeit Eisbedeckung eintraten. — Für gewisse Erzlager, so des Menominee-Bezirktes, muß allerdings angenommen werden, daß sie bereits in präkambrischer Zeit voll entwickelt gewesen sind, denn hier lagert oberkambrischer Sandstein und silurischer Kalkstein auf der Huronformation, deren Erzlager z. T. bis an das unmittelbar Hangende herantreten. Ein Übergreifen kambrischer und silurischer Schichten über das Präkambrium

ist auch für die andern Erzbezirke anzunehmen. Während der paläozoischen Zeit dürfte daher die Erzanreicherung unterbrochen gewesen sein, sie setzte erst wieder ein zum Beginn der mesozoischen Zeit, wo die Lake Superior-Region aus dem Meere wieder emportauchte, und zwar war die Anreicherung zunächst nur schwach, bis der größere Teil der paläozoischen Sedimente der Denudation wieder zum Opfer gefallen war, um alsdann in den Gebieten, wo die Denudation nicht im Paläozoikum Halt machte, sondern sogar bis in größerer oder geringerer Tiefe in das Algonkium vordrang — diese machen den weitaus größten Teil der Lake Superior-Region aus — im alten präkambrischen Umfange wieder vor sich zu gehen. Die Denudationsperiode dauerte bis in die jüngste Kreidezeit an, wo eine teilweise Überflutung wieder erfolgte und Kreidesteine, so in dem Mesabi-Bezirk, sich ablagerten.

In der darauf folgenden postkretazeischen Festlandsperiode scheinen die Grundzüge des heutigen Reliefs der Lake Superior-Region herausgebildet worden zu sein. In welchem Maße aber während dieser Zeit Denudation und Erzanreicherung erfolgte, ist nicht sicher zu entscheiden. Es bleibt daher der Spekulation überlassen, inwieweit man die gegenwärtige Oberflächengestaltung als nur wiederenthülltes Relief der präkambrischen Zeit oder als postkretazeische Erosionswirkung auffassen will, doch neigt Verf. für mehrere Bezirke im Süden des Lake Superior der Ansicht zu, daß hier in der Hauptsache Wiederenthüllung vorliege und somit Denudation und Erzkonzentration zum großen Teile bereits in präkambrischer Zeit erfolgt sei.

Die Diluvialzeit mit ihrer Eisbedeckung führte nicht nur nicht einen Stillstand in der Erzbildung herbei, sondern vermöge der Glazialerosion den Verlust eines nicht unerheblichen Teils des vorhandenen Erzbestandes. Verf. ist der Meinung, daß dieser Verlust seit der Eiszeit durch Konzentration nicht wieder ausgeglichen worden ist. Derartige Verluste an Erz durch Erosion haben auch in früheren Zeiten stattgefunden und Verf. hält dafür, daß die Summe aller dieser Verluste durch Erosion den zu irgend einer Zeit vorhanden gewesenen gesamten Erzbestand bei weitem überträfe.

Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit der Erzkörper ist zu bemerken, daß sie häufig rissig und porös erscheinen, offenbar infolge vorgeschrittener Entkieselung. Nebenbei fand auch eine Entphosphorung durch die Tagewässer statt, die ebenso wie die Entkieselung die im allgemeinen der Oberfläche nahen Partien mehr als die in größerer Tiefe befindlichen berührt hat. Überall, wo der Eisengehalt hoch und das Erz porös ist, pflegt der Phosphorgehalt niedrig zu sein, was lediglich eine Wirkung des stärkeren Umlaufes der Tagewässer an diesen Stellen sei.

Was die Tiefe betrifft, bis zu welcher die Erzkonzentration vorgedrungen ist, so wird darauf hingewiesen, daß einige Minen die Tiefe von über 1500 Fuß erreicht haben, die größere Anzahl hingegen unter 1000 Fuß geblieben ist.

Diesen allgemeinen Darlegungen folgt im zweiten Kapitel die Beschrei-

bung der sechs eisenerzführenden Bezirke, des Penokee-Gogebic-, Mesabi- (C. R. VAN HISE und C. K. LEITH), Marquette-, Crystal Falls-, Menominee- und VermillionBezirk (C. R. VAN HISE und J. MORGAN CLEMENTS), in der für jeden einzelnen Bezirk die Höhe der Produktion, die Natur der Erze, die geographische Lage, die auftretenden Formationen und Eruptivgesteine und deren Bau, Ausdehnung, Lage, Mächtigkeit und Zusammensetzung der eisenerzführenden Glieder der verschiedenen Schichtengruppen, sowie die Beziehungen der Erzlager zum geologischen Bau und der Oberflächen-gestaltung, ihre Mächtigkeit, Entstehung, Zeit der Entstehung und Tiefe derselben kurz erörtert wird. Ein Hinweis auf die reiche Entwicklung der eisenerzführenden Schichtengruppen (im Archäikum, Oberhuron und vielleicht auch Unterhuron) des Lake Superior-Gebietes auf kanadischer Seite und deren Bedeutung hinsichtlich der Erzgewinnung für die Zukunft — zurzeit existiert nur eine einzige Mine — schließt dieses Kapitel, auf das nur insoweit näher eingegangen werden soll, als noch nicht Referate über die bisher erschienenen Monographien der einzelnen Eisenerzbezirke in diesem Jahrbuch vorliegen:

Der Penokee-Gogebic-Bezirk.

(Siehe Referat in dies. Jahrb. 1897. I. - 81—83.-)

Es seien nur kurz die für dieses Gebiet durchgeführte Gliederung der Formationen tabellarisch rekapituliert und ferner ergänzend Angaben über die Natur des Erzes, Tiefe der Gewinnung und Höhe der Produktion mitgeteilt.

- Kambrium . . . . . Lake Superior-Sandstein,  
Diskordanz.
- Keweenaw-Gruppe.  
Diskordanz.
- Oberhuron (Penokee-Gogebic-  
Schichtengruppe) { Tyler-Schiefer (Obere Schiefer),  
Ironwood-Schichten (eisenführ. Schichten),  
Palms-Schichten (Quarzschiefer-Schicht.),  
Diskordanz.
- Unterhuron . . . . . Bad-Kalkstein (kieseliger Kalkstein),  
Diskordanz.
- Archäikum . . . . . { Granit und granitische Gneise,  
Krist. Schiefer und feinkörniger Gneis.

Das Erz ist in der Hauptsache sogen. Weicherz (soft ores) und zwar roter Hämatit mit geringem Wassergehalt, untergeordnet harter stahl-blauer Hämatit.

Der Eisengehalt schwankt zwischen 53,45 und 65,42 % (im Durchschnitt 61,32 %), der Phosphorgehalt zwischen 0,027 und 0,138 % (im Durchschnitt 0,044 %), der Kieselsäuregehalt zwischen 3,14 und 15,05 % (im Durchschnitt 5,47 %) und der Wassergehalt zwischen 8,14 und 13,65 % (im Durchschnitt 7,84 %). Diese Angaben, wie auch die für die andern Bezirke, beruhen auf Verladeanalysen während des Jahres 1899.

Die größte bis Juni 1900 erreichte Tiefe in diesem Bezirk hat 1000 Fuß kaum überschritten, es ist aber anzunehmen, daß die Erzkonzentration in noch größere Tiefen hinabreicht.

Im Jahre 1900 betrug die Produktion 2 875 295 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1884, dem Beginn der Erzförderung, bis zum Jahre 1900 inkl. 31 216 635 long tons.

### Der Marquette-Bezirk.

(Siehe Referat in dies. Jahrb. 1899. II. -260—266-.)

Es sei auch hier die Gliederung kurz rekapituliert und anderes ergänzt:

Kambrium . . . . . Lake Superior Sandstein.

Diskordanz.

Oberhurou (Obere Marquette-Schichtengruppe)	}	Michigamme-Schichten (lokal vertreten durch die vulkanischen Clarksburg-Massen), a) obere Schiefer-Stufe, b) eisenführende Stufe, c) untere Schieferstufe, Ishpeming-Schichten, Bijiki-Schiefer (nur im Westen), Goodrich-Quarzit (mit Erztrümmern an der Basis).
---	---	---

Diskordanz.

Untershurou (Unt. Marquette-Schichtengruppe)	}	Negaunee-Schichten (Hauptervorkomm.), Siamo-Schiefer, Ajibik-Schiefer, Wewe-Schiefer, Kona-Dolomit, Mesnard-Quarzit.
--	---	---

Diskordanz.

Archäikum . . . . .	}	Granit, Syenit, Peridotit, Kitchi-Schiefer und Mona-Schiefer, letzterer stellenweise mit dünnen eisenführenden Lagen Palmer-Gneis.
---------------------	---	--

Das Erz ist in der Hauptsache sogen. Weicherz und zwar roter Hämatit, doch auch harter Hämatit kommt in nicht unbedeutenden Mengen vor; Magnetit und Limonit sind nur untergeordnet auftretend.

Der Eisengehalt schwankt zwischen 39,985 und 69% (im Durchschnitt 63%), der Phosphorgehalt zwischen 0,016 und 0,610% (im Durchschnitt 0,083%), der Kieselsäuregehalt zwischen 1,30 und 38,27% (im Durchschnitt 4,8%) und der Wassergehalt von 0,45 und 15,29% (im Durchschnitt 5,40%).

Die größte bis Juni 1900 erreichte Tiefe betrug 1636 Fuß (Champion-Mine).

Im Jahre 1900 betrug die Produktion 3 457 522 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1854, dem Beginn der Erzförderung, bis zum Jahre 1900 inkl. 59 592 793 long tons.

Der Crystal Falls-Bezirk.

(Siehe Referat in dies. Jahrb. 1901. II. - 411—414.-)

Es sei auch hier die Gliederung kurz rekapituliert und anderes ergänzt:

Kambrium . . . . . Lake Superior-Sandstein.  
Diskordanz.

Oberhuron . . . . . { Michigamme-Schichten (mit einem eisen-  
führenden Horizont), im Südosten zu  
gliedern in:  
a) Groveland-Schichten,  
b) Mansfield-Schiefer.

Diskordanz.

Unterhuron . . . . . { Hemlock-Schichten,  
Negaunee-Schichten (nur im Nordosten  
des Bezirkes),  
Randville-Dolomit,  
Sturgeon-Quarzit.

Diskordanz.

Archäikum . . . . . Granit.

Das Erz besteht hauptsächlich aus weichem roten Hämatit, untergeordnet kommt an einigen Stellen auch Limonit vor.

Der Eisengehalt schwankt zwischen 54 und 63 % (im Durchschnitt 59 %), der Phosphorgehalt zwischen 0,049 und 0,7 % (im Durchschnitt 0,40 %), der Kieselsäuregehalt zwischen 4 und 9 % (im Durchschnitt 5,5 %) und der Wassergehalt zwischen 3 und 9 % (im Durchschnitt 7,5 %).

Über die erreichte Tiefe liegen keine Angaben vor.

Im Jahre 1899 betrug die Produktion 980 920 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1882, dem Beginn der Erzförderung, bis zum Jahre 1899 inkl. 9 930 231 long tons.

Für das Jahr 1900 liegt nur die Produktionsziffer von Crystal Falls inkl. Menominee vor: 3 261 221 long tons.

Der Mesabi-Bezirk (C. R. VAN HISE und C. K. LEITH).

Dieser gänzlich im nördlichen Minnesota gelegene Bezirk, der zurzeit hinsichtlich des Umfangs der Erzförderung an erster Stelle steht, erstreckt sich ununterbrochen von den Pokegama Falls am Mississippi in der Richtung N. 60° O. nach dem Birch Lake auf eine Entfernung von 100 miles. Die eisenführende Mesabi-Schichtenfolge zieht sich am Südhang der 3—10 miles breiten und etwa 400 Fuß über das umgebende Gelände sich erhebenden Giants- oder Mesabi-Bergkette entlang, die, im allgemeinen in der erwähnten Richtung verlaufend, ungefähr in der Mitte einen nach

Süden gerichteten scharfen Knick beschreibt, der unter dem Namen „das Horn“ bekannt ist. Die in diesem Bezirk auftretenden Formationen sind folgendermaßen gegliedert:

Kreide.

Diskordanz.

Keweenaw-Gruppe . . . . . { Mächtige Intrusivmassen von Gabbro und  
Granit in den unteren Horizonten.

Diskordanz.

Oberhuron (Mesabi-Gruppe) { Virginia-Schiefer (Oberer Schiefer),  
Biwabik-Schichten (eisenführend),  
Pokegama-Schichten (Quarzit und Quarzit-  
schiefer).

Diskordanz.

Untershuron . . . . . { Granit in den unteren Horizonten,  
Schiefer-, Grauwacke-, Konglomerat-  
Schichten (äquivalent den Ogishke- und  
Knife-Schichten des Vermillion-Bezirks).

Diskordanz.

Archäikum . . . . . { Grünsteine, Hornblendeschiefer und Por-  
phyre.

Nur an den oberen Gehängen der Mesabi-Kette treten die alten Gesteine, die hier zumeist aus Eruptivgesteinen bestehen, zutage, während an den unteren, aus Schichtgesteinen bestehenden Gehängen dieselben durch Überlagerung mächtiger Glazialbildungen zumeist der Beobachtung entzogen sind.

Massige oder auch schichtige Grünsteine spielen im Archäikum die Hauptrolle, mehr untergeordnet treten Hornblendeschiefer auf, während das Vorkommen von Porphyrgesteinen auf drei isolierte Partien im „Horn“ beschränkt ist.

Die aus Schiefer, Grauwacken und Konglomeraten bestehenden, in fast vertikaler Schichtenstellung befindlichen Sedimentgesteine des Unterhurons setzen in der Hauptsache zwei Züge zusammen, deren größerer im Horn bei Eveleth beginnt und ca. 12 miles nordöstlich bis Biwabik streicht, deren kleinerer in derselben Richtung streichende, nordwestlich der Station Mesabi einsetzt und sich bis nach Mallman Camps erstreckt. Kleine, zumeist metamorphosierte Partien kommen an mehreren Stellen vor. Die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge beträgt etwa 3000 bis höchstens 5000 Fuß.

Die granitischen Intrusivmassen haben an vielen Stellen die Sedimente in Hornblendeschiefer verändert, die nur mit Schwierigkeit als sedimentären Ursprungs erkannt und von den echten Hornblendeschiefern, die auf das Archäikum beschränkt zu sein scheinen, unterschieden werden können. Der Granit erstreckt sich durch den ganzen Bezirk auf der Nordseite der Mesabi-Kette in zumeist verhältnismäßig niedriger Höhenlage und steigt nur an wenigen Stellen zu größeren Höhen an. Granitgerölle in den Konglomeraten an der Basis des Oberhurons tun dar, daß der Granit älter als das Oberhuron ist.

Die unter sich in konkordanter Lagerung befindlichen, die Schichtenköpfe des Unterhuron diskordant überlagernden drei Schichtenfolgen des Oberhurons fallen leicht nach S. unter einem Winkel von 5—15° ein. Eine schwache, quer zum Streichen der Kette eingetretene Faltung hat infolge des flachen Einfallens den Verlauf der Schichtenköpfe sehr unruhig gestaltet.

Die untere, aus feinen Konglomeraten, Quarziten und Quarzitschiefern bestehende Pokegama-Schichtenfolge säumt die eisenführende mittlere Biwabik-Schichtenfolge nach Norden in Form eines durchweg schmalen Bandes, das nur im westlichen Teil des Bezirkes etwas an Breite gewinnt. Die Mächtigkeit übersteigt wahrscheinlich selten 450 Fuß und geht bis zu Null herab.

Die eisenführende Biwabik-Schichtenfolge zieht sich als ein ununterbrochener, mehr oder weniger breiter Streifen von Grand Rapids im W. bis nach dem Birch Lake im O. hin, während sie weiter östlich nur noch in einigen wenigen kleinen isolierten Partien auftritt. Die Breite des Streifens schwankt zwischen weniger als  $\frac{1}{4}$  miles bis zu 2 miles oder mehr. Die Mächtigkeit der Schichtenfolge ist örtlich sehr verschieden, sie beträgt selten weniger als 500 Fuß und überschreitet selten 1000 Fuß.

Die Biwabik-Schichtenfolge setzt sich aus folgenden 4 Hauptablagerungen zusammen, die unter sich durch alle Übergänge verbunden sind: 1. Eisenschüssige Hornsteine (Eisen und Kiesel in dünnen wechselnden Lagen oder unregelmäßig gemengt); 2. Erzmassen; 3. Eisensilikat- und Eisenkarbonatgesteine; 4. mehr oder weniger eisenhaltige Schiefer.

Unter den Eruptivgesteinen, die in der Biwabik-Schichtenfolge vielfache Gesteinsveränderungen bewirkt haben, nimmt der Keweenaw-Gabbro die erste Stelle ein; größere Gabbrointrusivmassen und deren Kontaktwirkungen sind östlich von Mesaba-Station zu beobachten. Die Kontakterscheinungen, die sehr komplizierter Art sind, betreffen auch das Erz, das westlich von Mesaba-Station hauptsächlich Hämatit, östlich davon aber größtenteils Magnetit ist, und zwar wächst mit der Annäherung an die Gabbromassen der Magnetitgehalt. In diesem Gebiet ist bisher jedoch kein bauwürdiges Erz gefunden worden. Verf. ist aber der Meinung, daß wahrscheinlich die Kontaktwirkungen nicht allein dafür verantwortlich zu machen sind, sondern daß die Ursache vielleicht auch in der besonderen Beschaffenheit der ursprünglichen eisenerzführenden Gesteine mit zu suchen sei.

Die obere Abteilung des Oberhurons, der Virginia-Schiefer, begleitet die eisenerzführende Biwabik-Schichtenfolge südlich zusammenhängend vom Grand Rapids bis zum Birch Lake. Er ist außerordentlich dicht und feinkörnig, von grauer oder schwarzer Farbe und zuweilen graphitisch.

Unter den posthuronicen Intrusivgesteinen spielt neben dem bereits erwähnten Keweenaw-Gabbro auch ein roter Granit eine Rolle, der die höheren Teile der Mesabi-Kette im NO. in der Nähe des Birch Lake z. T. bildet und daselbst auch in der eisenführenden Biwabik-Schichtenfolge interessante Kontakterscheinungen hervorgerufen hat; sein Alter dürfte ebenso wie das des Gabbros der Keweenaw-Zeit entsprechen. — Kreidebildungen, diskordant die alten Gesteine überlagernd, finden sich nur an

einigen wenigen Stellen in diesem Bezirk. Dafür sind aber Glazialbildungen, deren Mächtigkeit bis zu 150 Fuß ansteigt, weit verbreitet; sie erschweren in bedeutendem Maße sowohl die geologische Aufnahme, als auch den Bergbau.

Der größere Teil der Erzlagerstätten befindet sich an dem sanft geneigten Südhang der Mesabi-Kette, sowie auch am West- und Osthang des sogen. Horns. Sie bilden, in gleichem Sinne mit den Schichten einfallend, die Ausfüllung breiter flacher Wannen und treten unter den Glazialbildungen infolge des flachen Einfallens in beträchtlichen Flächen an die Oberfläche des alten Gebirges. In dieser Hinsicht unterscheiden sie sich sehr charakteristisch von den Lagerstätten anderer Bezirke der Lake Superior-Region, wo das Einfallen ein steileres ist. Eine weitere Folge des flachen Schichteneinfallens ist, daß die Längsachse der Lagerstätten im allgemeinen quer zur Erstreckung der Bergkette verläuft, in welcher Hinsicht sich die Mesabi-Lagerstätten — doch liegen manche Ausnahmen vor — von denen der anderen Bezirke unterscheiden, deren Längsachsen parallel zum Hauptschichtenstreichen geordnet sind.

Die Mesabi-Lagerstätten sind an die schon einleitend erwähnten, im Lake Superior-Gebiet üblichen troughs geknüpft, die hier infolge der schwachen Querfaltung breite, seichte Wannen bilden. Die größte Entwicklung der Querfaltung liegt zwischen Biwabik und Mountain Iron, dem einen der beiden Hauptproduktionsgebiete. Eine größere Antiklinale, das „Horn“, wird von zwei größeren Synklinalen flankiert, deren westliche Virginia und vielleicht Mountain Iron, deren östliche Biwabik und Mc. Kinley nebst Minen birgt. Innerhalb dieser Hauptantiklinale und -Synklinale machen sich kleinere Antiklinale und Synklinale geltend und letztere sind es, die die Erzlagerstätten bilden. In dem anderen großen, südwestlich von dem eben genannten, bei Hibbing sich ausdehnenden Haupterzgebiete ist die Faltung weniger bedeutend und hier folgen die Erzkörper wahrscheinlich den Synklinalen erster Ordnung.

Brüche und Verwerfungen haben die Faltung in beträchtlichem Maße begleitet, doch besitzen sie im Vergleich zu den Faltungsvorgängen für die Erzbildung nur untergeordnete Bedeutung.

Die Mesabi-Eisenerze sind zum größeren Teil sogen. Weicherze, unter denen Limonit zurzeit bedeutend gegenüber dem etwas wasserhaltigen Hämatit zurücktritt. Sie liegen in schön geschichteten Lagen übereinander, deren Mächtigkeit zwischen dem Bruchteil eines Zolles bis zu mehreren Zollen schwankt. Der Eisengehalt schwankt zwischen 58,97 und 64,85 %<sub>0</sub> (im Durchschnitt 63,28 %<sub>0</sub>), der Phosphorgehalt zwischen 0,025 und 0,08 %<sub>0</sub> (im Durchschnitt 0,042 %<sub>0</sub>), der Kieselsäuregehalt zwischen 2,50 und 9,20 %<sub>0</sub> (im Durchschnitt 3,38 %<sub>0</sub>) und der Wassergehalt zwischen 6,81 und 14,11 %<sub>0</sub> (im Durchschnitt 10,78 %<sub>0</sub>).

Die bisher erschlossenen Erzlager, die im allgemeinen in den mittleren Horizonten der Biwabik-Schichtenfolge vorkommen, pflegen gewöhnlich innerhalb der eisenschüssigen Hornsteine aufzutreten, über denen im Hangenden in geringerem Umfange Karbonat- und Eisensilikatgesteine

und nahe der Grenze zum Virginia-Schiefer schiefrige Lagen sich einstellen, welche letztere durch das Auftreten von zahlreichen kleinen, grünen, rundlichen Körnern beinahe oolithische Struktur annehmen. Diese grünen rundlichen Körnchen sind jedoch kein Glaukonit, da Alkalien fehlen. Es scheint, als ob ein Teil der die Erzkörper einschließenden Gesteine das veränderte Äquivalent dieser Eisensilikatschiefer darstellt.

Das unmittelbar Liegende der größeren Erzlager bilden Lagen von sogen. „paint rock“ (zersetzter Schiefer), der eine schwankende Mächtigkeit von weniger als 1 Zoll bis zu 2 und 3 Zollen besitzt, oder in vielen dünnen Lagen eine Zone von einigen Fußern zusammensetzt. In Verbindung mit diesen „paint rocks“ treten zuweilen fein geschichtete Limoniterze von beträchtlicher Mächtigkeit auf, die einen beträchtlichen Gehalt an Thonerde aufweisen, was für die ursprünglichen Gesteine einen bedeutenden Tongehalt voraussetzt. Diese Gesteine haben die zur Bildung der Erzkörper notwendige undurchlässige Unterlage hergegeben. Wo diese Gesteine, wie in einzelnen Minen, fehlen und das Erz direkt auf den eisenschüssigen Hornsteinen liegt, kann man sicher sein, daß in geringer Tiefe unter ihnen undurchlässige Schichten entweder der Biwabik-Schichtenfolge selbst oder auch der Pockegama-Schichten anstehen.

Die Bildungsweise der Eisenerzlager des Mesabi-Bezirkes entspricht der einleitend erwähnten. Hinsichtlich der Bildungszeit herrscht Übereinstimmung mit den Erzlagern des Penokee—Gogebic-Bezirk. Die Konzentration erfolgte in der Hauptsache erst, nachdem die die Huronformation diskordant überlagernde mächtige Keweenaw-Gruppe der Denudation zum Opfer gefallen, und die oberhuronische Biwabik-Schichtenfolge, wie bereits in der Zeit, die der Ablagerung der Keweenaw-Gruppe unmittelbar vorausging, den Wirkungen der Atmosphärien und diesmal für lange Zeiträume ausgesetzt war. Die Hauptkonzentration ist wahrscheinlich in vorkretazeischer, jedenfalls aber in vordiluvialer Zeit vor sich gegangen.

Die Tiefe, bis zu welcher die Erzkonzentration hinunterreicht, ist augenscheinlich nicht bedeutend, denn in vielen Fällen ist die Sole reicher Erzlager schon in einer Tiefe von weniger als 200 Fuß erreicht worden und nur wenige Lager gehen bis zu einer Tiefe bis zu 300 Fuß hinab. Zum großen Teil herrscht in diesem Bezirk daher auch Tagebau.

Im Jahre 1900 betrug die Produktion 7 809 535 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1892, dem Beginne der Erzförderung, bis zum Jahre 1900 inklusive 31 933 958 long tons.

#### Der Menominee-Bezirk.

Dieser gänzlich, soweit er zur Darstellung gelangt ist, in Michigan gelegene und sich südöstlich an den Crystal Falls anschließende Bezirk erstreckt sich vom Menominee River zwischen 45° 45' und 46° nördlicher Breite und kreuzt den 88.° westlicher Länge in der Richtung O. 60—70° S. Das bisher geologisch aufgenommene Gebiet wird östlich vom kambrischen Lake Superior-Sandstein und westlich von pleistozänen Bildungen begrenzt und ist ungefähr 20 miles lang und 6 miles breit.

Die in diesem Bezirk auftretenden Formationen haben folgende Gliederung erfahren:

Silur und Kambrium . . . . .	{	Hermansville-Kalkstein, Lake Superior-Sandstein.
Diskordanz.		
Oberhuron (Obere Menominee-Schichtenfolge)	{	Hanbury-Schiefer (eisenspat- und eisenoxydführend), Vulkanschichten: a) Curry-Stufe (eiseführend), b) Brier-Schiefer, c) Traders-Stufe (eiseführend).
Diskordanz.		
Unterrhuron (Untere Menominee-Schichtenfolge)	{	Negaunee-Schichten (in kleinen Lappen), Randville-Dolomit, Sturgeon-Quarzit.
Diskordanz.		
Archäikum . . . . .	{	Granite und Gneise, Quinnesec-Schiefer.

Die im Sinne der Längsrichtung dieses Bezirkes stellenweise bis zur Schichtenüberkippung erfolgte starke Faltung ist ihrerseits wieder einer starken Querfaltung unterworfen gewesen.

Im ganzen genommen, stellt das Längsfaltensystem eine mächtige Huronsynklinale dar, deren nördlicher Flügel an archaischen Granit und deren südlicher Flügel an archaischen Quinnesec-Schiefer grenzt. Nur die Vulkanschichten des Oberhuron kommen für die Erzlagerstätten in diesem Bezirke in Betracht.

Die Vulkanschichten streichen im südlichen Teil der großen Synklinale, und zwar in der ganzen Ausdehnung des Bezirkes, in einem schmalen, kaum  $\frac{1}{2}$  mile breiten, aber fast ununterbrochenen Bande zutage aus. In dieser Zone sind die bedeutendsten Städte des Bezirkes Iron Mountain, Quinnesec, Norway, Vulcan und Waucedah gelegen. Im mittleren und nördlichen Teile des Gebietes treten dieselben Schichten nochmals auf, aber nirgends in größerer Erstreckung.

Das untere Glied der beiden eiseführenden Glieder der Vulkanschichten, die Traders-Stufe, besteht zum großen Teil aus eisenschüssigem Trümmersmaterial, das wahrscheinlich die Reste eines zerstörten, eiseführenden unterhuronischen Schichtenkomplexes darstellt und als ein Äquivalent der Basalschichten des Goodrich-Quarzits im Marquette-Bezirk zu betrachten ist. Dieses Trümmersmaterial reicht auch noch bis in den nächst höher folgenden Brier-Schiefer, der wohl etwas eisenschüssig, aber nicht erzführend ist.

Über dem Brier-Schiefer folgt das obere erzführende Glied, die Curry-Stufe, welche zum größten Teile frei von Trümmersmaterial ist; sie dürfte als das Äquivalent der oberhuronischen eiseführenden Stufe des Penokee--Gogebic- und Mesabi-Bezirktes zu gelten haben.

Die die beiden eisenführenden Stufen der Vulkanschichten zusammensetzenden Gesteine sind dieselben wie im Marquette-Bezirk, nämlich kieselige Eisenkarbonate, eisenschüssige Schiefer, Jaspilite, Erz- und Jaspiskonglomerate und Erzkörper. Doch treten im Vergleich zu den Gesteinen des Marquette-Bezirkes die kieseligen Eisenkarbonate hier mehr zurück, während das Trümmermaterial eine verhältnismäßig größere Rolle spielt.

Die Erze des Menominee-Bezirkes sind in der Hauptsache grauer feingebänderter Hämatit, mehr untergeordnet dichter schwarzer Hämatit und kieseliger grau und schwarz gebänderter Hämatit. Der Eisengehalt schwankt zwischen 40,64 und 64,405 %, der Phosphorgehalt zwischen 0,009 und 0,738 %, der Kieselsäuregehalt zwischen 2,97 und 39,10 % und der Wassergehalt von 2,18 und 11,20 %.

Die Mächtigkeit der Vulkanschichtenreihe ist annähernd 650 Fuß, wovon auf die erzführende Traders-Stufe 150 Fuß, auf den Brier-Schiefer 330 Fuß und auf die erzführende Curry-Stufe 170 Fuß entfällt. Die Stufen sind jedoch nicht überall entwickelt, ja stellenweise schalten sich sogar sämtliche Glieder der Vulkanschichtenreihe aus, so daß der Hanbury-Schiefer unmittelbar den Randville-Dolomit überlagert. Diese unregelmäßige Entwicklung ist bedingt durch den Widerstand, den der Randville-Dolomit der Erosion entgegensetzte. Das oberhuronische Meer drang in ein stark bewegtes Relief ein und es gelangte daher die ganze Reihe seiner Sedimente nicht überall zum Absatz, ja für gewisse Teile des Gebietes, wo die ganze Vulkanreihe sich ausschaltet, muß angenommen werden, daß das oberhuronische Meer zur Vulkanzeit den Randville-Dolomit nicht überflutete.

Innerhalb der beiden erzführenden Stufen kommen Erzlager in allen Horizonten vor, ja erstrecken sich zuweilen durch die ganze Mächtigkeit derselben, doch pflegen sie unter sonst gleichen Bedingungen vorwiegend den unteren und höheren Horizonten eigen zu sein.

Im Menominee-Bezirk lagern die umfangreicheren Erzlager, der allgemeinen Regel entsprechend, auf verhältnismäßig wasserundurchlässigen Schichten, die aber hier infolge der starken Faltung nicht flache Wannen, wie im Mesabi-Bezirk, sondern steil hinabsetzende Rinnen mit Wandungen von 60 oder 70, auch 80° Neigung bilden. Diese Rinnen erstrecken sich nahezu parallel dem Hauptstreichen der eisenführenden Vulkanschichtenreihe. An der wasserundurchlässigen Unterlage beteiligen sich besonders der Randville-Dolomit, der häufig an seiner oberen Grenze in Talkschiefer umgewandelt worden ist, ferner ein in den unteren Horizonten der Traders-Stufe vorkommender Schiefer, sowie der die Traders- und Curry-Stufe trennende Brier-Schiefer.

Das Vorkommen der Erzlager in der südlichen, durch den ganzen Bezirk von Iron Mountain bis Waucedah sich erstreckenden Vulkanzone ist eng an die Randville-Dolomitfalten zweiten und dritten Grades geknüpft, unter denen besonders die scharf zusammengestauchten Falten zweiten Grades Rinnen (troughs) bilden. Erzfürte Rinnen finden sich immer da, wo infolge der Faltungsvorgänge die Südgrenze des Randville-Dolomit-Ausgehenden nach W. geöffnete Ausbuchtungen aufweist und diese von

eisenführenden Gliedern der Vulkanschichtenreihe eingenommen sind. Beispiele hierfür bieten Gruben bei Iron Mountain, Quinnesec, Norway und Vulcan. Auch das Vorkommen der weniger wichtigen Erzlagerstätten der nur in geringerer Erstreckung auftretenden Vulkanschichten im zentralen und nördlichen Teile des Bezirkes ist an die Faltung höherer Ordnungen gebunden; die Hauptvorkommen sind hier die von Traders, Cuff und Loretto.

Die allgemein im Lake Superior-Gebiet geltende Regel, daß Erzlager zumeist unter Bodenerhebungen auftreten, findet, wie besonders für den Penokee—Gogebic-Bezirk, so auch für den Menominee-Bezirk volle Bestätigung.

Die Erzlager des Menominee-Bezirkes sind herzuleiten einmal aus dem basalen, wahrscheinlich zerstörten Negaunee-Schichten entstammenden oxydischen Trümmermaterial, dann aus der Oxydation in situ der den Vulkanschichten, besonders der Curry-Stufe, ursprünglich in hohem Maße eigentümlich gewesenen Eisenkarbonaten, aus denen die, beträchtliche Teile der Vulkanschichten zusammensetzenden, oolithischen Hornsteine und Jaspilite, wie auch in den anderen Bezirken des Lake Superior-Gebietes entstanden sind, und drittens aus den Eisenkarbonaten, die niedersteigende Wässer nicht nur aus höheren Horizonten der Vulkanschichten, sondern auch aus den hangenden Hanbury-Schichten herbeiführten.

Die eigentliche Erzkonzentration begann im Menominee-Bezirk erst, nachdem der Hanbury-Schiefer zum größten Teil abgetragen und die Vulkanschichten den Atmosphären ausgesetzt waren, und war in der Hauptsache abgeschlossen, bevor das kambrische Meer diesen Bezirk überflutete. Beträchtliche Hurongebiete und selbst Erzlager sind heute noch von dem oberkambrischen Sandstein bedeckt, dessen Basalschichten zudem Erztrümmer enthalten, die während der kambrischen Transgression dem Liegenden entnommen worden sind. Eine Anreicherung hat zweifellos auch während der folgenden geologischen Perioden bis zur Gegenwart stattgefunden, doch bestand sie mehr in der Entkieselung und Entphosphorung der Erze als in Zuführung von Eisenoxyd.

Die Erzkonzentration ist in diesem Bezirk über Tiefen von 1000 Fuß hinausgegangen; die größte Tiefe hatte im Jahre 1900 die Hamilton-Grube mit 1325 Fuß erreicht.

Im Jahre 1899 betrug die Produktion 2 300 502 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1877, dem Beginne der Erzförderung, bis zum Jahre 1899 inklusive 20 809 906 long tons.

Für das Jahr 1900 liegt nur die Produktionsziffer von Menominee inklusive Crystal Falls vor: 3 261 221 long tons.

Der Vermillion-Bezirk. (C. R. VAN HISE und J. MORGAN CLEMENTS.)

Dieser Bezirk erstreckt sich zwischen 47° 45' und 48° 15' nördlicher Breite und 92° 30' und 91° westlicher Länge in einem N. 70° O. gerichteten, etwa 80 miles langen und 4—10 miles breiten Streifen durch das nördliche Minnesota; seine bedeutendsten Städte sind Tower, Soudan und Ely.

Folgende Gliederung ist in diesem Bezirke durchgeführt:

Keweenaw-Gruppe . . . . .	Great Gabbro.
Diskordanz.	
Oberhurou (Animikie-Schichtenfolge, be- schränkt auf den Osten des Bezirks)	{ Obere Schiefer, Gunflint-Schichten (eisenführend).
Diskordanz.	
Unterhurou . . . . .	{ Intrusivmassen, Knife-Schiefer, Unterhurou. eisenführende Stufe, Ogishke-Konglomerat.
Diskordanz.	
Archäikum (Vermillion-Schichtengruppe)	{ Intrusivmassen (Granit, Porphyre, Grünstein), Soudan-Schichten (eisenführend), Ely-Grünstein (z. gr. T. effusiv).

Infolge der außerordentlich starken Längs- und nachfolgenden starken Querfaltung und des häufigen Vorkommens von Intrusivmassen verschiedenen Alters ist der geologische Bau dieses Gebietes ein sehr verwickelter. Faltung und Intrusionen sind zudem von bedeutenden metamorphen Vorgängen begleitet gewesen. Im ganzen genommen darf der Vermillion-Bezirk jedoch als ein mächtiges Muldensystem aufgefaßt werden, das nach Norden an die archaischen Granite und nach Süden an huronischen Granit und Keweenaw-Gabbro gränzt.

Unter den drei eisenerzführenden Stufen des Bezirks — je eine im Oberhurou, Unterhurou und Archäikum — liefert zurzeit nur die archaische, die Soudan-Stufe, Erz.

In größerem Umfange treten die Soudan-Schichten nur in 3 Gebieten auf, in der Tower-, Ely- und Hunters Islands-Gegend, deren letztere auf kanadischer Seite liegt. Jedes dieser Gebiete weist eine ganze Reihe von sehr unregelmäßig gestalteten Einzelzügen dieser Stufe auf, die in Ausdehnung und Mächtigkeit außerordentlich verschieden sind. Über die eigentliche Mächtigkeit dieser Stufe läßt sich Bestimmtes nicht sagen; in den breiteren Zügen dürfte sie einige hundert Fuß oder möglicherweise 1000 und mehr Fuß betragen und von dieser Mächtigkeit schwankt sie bis Null.

Unter den die Soudan-Schichten zusammensetzenden Hauptgesteinen, den kieseligen Eisenkarbonaten, pyritischen Quarzgesteinen, eisenschüssigen Hornsteinen und Jaspiliten, machen die letzteren heute die Hauptmasse aus. Wahrscheinlich ist aber auch hier das ursprüngliche Gestein Eisenkarbonat gewesen, aus dem zum größeren Teile die jetzt vorliegenden Gesteine durch Umwandlung, wie auch in den anderen Bezirken, hervorgegangen sind.

Das Eisenerz ist durchweg harter blauer und roter Hämatit, der z. T. etwas brecciös ist. Der Eisengehalt schwankt zwischen 60,47 und 67,37 %, der Phosphorgehalt zwischen 0,040 und 0,131 %, der Kieselsäuregehalt zwischen 2,55 und 7,67 % und der Wassergehalt zwischen 1,04 und 7,956 %.

Nur in einem einzigen Horizont, nahe und an der unteren Grenze der Stufe, wo sich der Ely-Grünstein einstellt, scheint das Erz, soweit

bisher erkannt, aufzutreten. Überall liegt es hier auf wasserundurchlässigen, zu steilen Rinnen aufgefalteten Gesteinen, die zumeist aus dem Ely-Grünstein bestehen, an denen aber noch andere Eruptivgesteine, z. B. Porphyre, teilnehmen. Wie auch in anderen Bezirken, so im Marquette- und Menominee-Bezirk, erweisen sich auch im Vermillion-Bezirk die Erzlager im allgemeinen umfangreicher da, wo die eisenführende Schichtenreihe stärker durch die gebirgsbildenden Kräfte gestört worden ist.

Hinsichtlich der Beziehung der Erzlager zur Oberflächengestaltung gilt auch im Vermillion-Bezirk, wie in den anderen Bezirken, die Regel, daß umfangreiche Erzlager stets unter Bodenerhebungen aufzutreten pflegen; sehr bezeichnend ist dies der Fall bei den großen Erzlagern bei Soudan Hill.

Die Erzbildung ist zurückzuführen auf die ursprünglich in großem Umfange vorhanden gewesenen kieseligen Eisenkarbonate, die z. T. in situ zu Eisenoxyd oxydiert wurden, zum größeren Teile wahrscheinlich aber von niedersinkenden Wässern gelöst, fortgeführt und später durch sauerstoffreiche Tagewässer in den Rinnen als Eisenoxyd abgeschieden wurden.

Die Hauptkonzentration der Vermillion-Erzlager hat erst eingesetzt nach der Fortführung der gesamten unterhuronischen Schichtengruppe, doch mag die Erzbildung bereits in der der Diskordanz zwischen dem Archäikum und dem Unterhuron entsprechenden Zeit begonnen haben. Für die Entscheidung aber, in welcher geologischen Zeit die Entblößung der eisenführenden Soudan-Stufe so weit gediehen war, daß Konzentration erfolgen konnte, liegen ebensowenig, wie für den Abschluß der Erzbildung, irgendwelche Anhaltspunkte vor.

Im Juni 1900 wurden im Vermillion-Bezirk Erze aus Tiefen bis über 850 Fuß gefördert.

Im Jahre 1900 betrug die Produktion 1655820 long tons und die Totalproduktion seit dem Jahre 1884, dem Beginne der Erzförderung, bis zum Jahre 1900 inklusive 15 191 180 long tons.

Aus der hauptsächlich im östlichen Teile des Bezirkes bei Hunters Island in Kanada entwickelten unterhuronischen eisenführenden Stufe sind bisher, trotzdem sie aus ebendenselben Gesteinen wie die Soudan-Stufe zusammengesetzt ist, keine Erzlager bekannt geworden.

In der oberhuronischen, auf den nordöstlichen Teil des Bezirkes beschränkten Gunflint-Stufe ist es wahrscheinlich infolge der starken kontakt-metamorphen Wirkungen des Keweenaw-Gabbros nicht zur Bildung hochprozentiger Eisenerze gekommen, wenigstens sind bisher von dort keine bauwürdigen Erzlager bekannt geworden.

Das dritte und letzte Kapitel bringt eine Zusammenfassung sowie Schlußbetrachtungen, woraus folgendes hervorgehoben sei:

Die im Lake Superior-Gebiet vorkommenden eisenführenden Stufen (je eine im Archäikum und Unterhuron und zwei im Oberhuron) verteilen sich auf die einzelnen Bergbaubezirke wie folgt:

Im Marquette-Bezirk sind alle 4 Stufen vorhanden, davon 3 produktiv (Haupterstufe die unterhuronischen Negaunee-Schichten: 3 erzführende Horizonte), die archaische nicht produktiv.

Im Crystal Falls-Bezirk treten nur die 3 huronischen Stufen auf, davon, soweit bisher erkannt, nur die oberste produktiv (Michigamme-Stufe).

Im Menominee-Bezirk treten ebenfalls die 3 huronischen Stufen auf, davon die unterhuronische nur in Resten und nicht produktiv, die beiden oberhuronischen Stufen produktiv (Haupterststufe die basale Traders-Stufe).

Diese drei im Süden des Lake Superior, und zwar in südlicher Richtung sich aneinanderreihenden Bezirke können auch als Teile eines Großbezirkes aufgefaßt werden, da das Huron nirgends eine Unterbrechung erleidet. Hinsichtlich des Auftretens des Haupterzhorizontes macht sich aber eine Verschiedenheit geltend, insofern derselbe, von Norden nach Süden fortschreitend, sich vom Unterhuron nach dem unteren Oberhuron verlegt und im westlichen Teile des Crystal Falls-Bezirkes zu der oberen Stufe des Oberhurons aufsteigt.

In dem westlich folgenden Penokee-Gogebic-Bezirk, sowie weiter nordwestlich folgenden Mesabi-Bezirk ist, wie im Crystal Falls-Bezirk, nur der obere Horizont des Oberhurons produktiv, der aber hier eine weit größere Bedeutung erlangt als im Crystal Falls-Bezirk.

In dem nördlich vom Mesabi-Bezirk folgenden Vermillion-Bezirk sind alle eisenführenden Stufen mit Ausnahme der basalen des Oberhurons entwickelt, doch ist hier nur die archaische Stufe produktiv (Basis der Soudan-Stufe).

Der einzige produktive Bezirk im Norden des Lake Superior ist Michipicoten (Kanada), und zwar auch nur im Archäikum (Basis der Soudan-Stufe).

Die Form der Erzkörper sowie der Flächenbetrag des Ausgehenden ist abhängig von der Intensität der Faltung, sowohl der Längs- als auch der Querfaltung. In der Richtung der Längsfaltung liegt im allgemeinen die Längserstreckung der Erzlagerstätten, während die Querfaltung den Grad des Einfallens bedingt. Diese Regel erleidet jedoch Ausnahmen insbesondere da, wo größere Intrusivmassen, jünger als die Faltung, sich einstellen. Geringe Faltung hat weite U-förmige, stärkere Faltung engere U-förmige und stärkste Faltung V-förmige Rinnen (troughs) hervorgebracht und dementsprechend resultieren breit (flaches Einfallen), schmaler (steileres Einfallen) und ganz schmal (sehr steiles bis saigeres Einfallen) zutage herausstoßende Erzkörper.

Der Mesabi-Bezirk hat den geringsten Grad der Faltung im Lake Superior-Gebiet erfahren. Infolge des flachen Schichteneinfallens (etwa 10%) hat die nachfolgende schwache Querfaltung sanft nach Süden geneigte Sätteln und Mulden erzeugt, welchen letzteren die Erzmassen unter beträchtlicher Oberflächenverbreitung — von dem bedeckenden Quartär hierbei abgesehen — folgen; die Längserstreckung der Erzlager verläuft daher auch im Mesabi-Bezirk im allgemeinen entgegen der Regel nicht parallel zum Hauptstreichen, sondern im Sinne der Querfaltung. Doch kommen manche Ausnahmen vor, so besonders in der Gegend um Häbbing.

Der Penokee-Gogebic-Bezirk, der, wie auch der Mesabi-Bezirk, nur einflügelig entwickelt ist, unterscheidet sich von letzterem durch das stärkere Einfallen der Schichten, das 35—80° N., im größeren Teile des

produktiven Gebietes 55—70° N. beträgt; ferner treten hier zu der Längs- und Querkaltung auch Längs- und Querverwerfungen auf.

Das Einfallen der Erzkörper (10—30°) ist hier weniger abhängig von der Querkaltung als vielmehr von den zahlreich aufsetzenden Diabasgängen, die zusammen mit einem Quarzit parallel zum Hauptstreichen verlaufende Rinnen für die Erzablagerung abgaben.

Im Crystal Falls-Bezirk sind zwei Fälle zu unterscheiden: die Erzlager, die in Beziehung zu den vulkanischen Hemlock-Schichten stehen, kommen sämtlich in steil niedersetzenden Rinnen vor, während die Erzlager der Schieferzone in Rinnen von U- bis V-Form lagern. An die Querkaltung ist auch hier die Bildung der Rinnen geknüpft.

Der Marquette-Bezirk weist trotz der starken Faltung mehr Rinnen von U- als von V-Form auf, und das besonders in seinem zentralen Teile, wo die in 3 verschiedenen Horizonten der Negaunee-Schichten auftretenden Erzkörper gewöhnlich unter einem Winkel von 20—30° einfallen und daher — von der Quartärbedeckung hierbei abgesehen — verhältnismäßig breit zutage austreichen.

Im Menominee-Bezirk, wo die Längs- und Querkaltung eine sehr starke war, sind scharfe V-förmige Synklinalen mit 50 bis über 60° Einfallen üblich. Unter der Quartärbedeckung pflegt daher das Ausgehende der Erzlager verhältnismäßig gering zu sein und die Erzlager setzen schnell in die Tiefe hinab.

Im Vermillion-Bezirk, der, sowohl was Längs- als auch Querkaltung angeht, die stärkste Zusammenstauchung erfahren hat, infolgedessen auch die produktive Soudan-Stufe ein sehr unregelmäßiges Auftreten zeigt, fallen die Erzkörper sehr steil bis vertikal ein und ihr Ausgehendes ist vergleichsweise daher höchst unbedeutend.

Die Tiefe, bis zu welcher Erz zu erwarten ist, entspricht der Tiefe, bis zu welcher sauerstoffhaltige Tagewässer eindringen konnten, die das Eisen als Oxyd aus eisenkarbonathaltigen Lösungen fällten. Das bis heute im Lake Superior-Gebiet geförderte Erz entstammt alles bis auf einen kleinen Teil Tiefen von weniger als 1000 Fuß. Nur wenige Erzlagerstätten haben sich so aushaltend erwiesen, daß sie bis zu einer Tiefe von 1500 Fuß abgebaut werden konnten, der größere Teil hingegen wird schon innerhalb der 1000 Fußtiefe geringer an Umfang und ärmer an Eisen und eine Anzahl ist bereits völlig abgebaut.

Bis Ende der achtziger Jahre ist im Lake Superior-Gebiet nur Erz von über 60 % Eisen gefördert worden. Von Mitte der neunziger Jahre an sind aber in den Bezirken südlich des Lake Superior große Mengen von weniger als 60 % und nicht unbedeutliche Mengen von nur 40—50 % Eisen gefördert worden.

Die Gesamtproduktion des Lake Superior-Gebietes seit dem Jahre 1850, dem Beginne der Erzförderung, bis zum Jahre 1900 inklusive beträgt 171 418 984 long tons. In dem Dezennium 1891—1900 allein wurden 114 017 546 long tons gefördert, was etwa  $\frac{7}{10}$  des Gesamtbetrages ausmacht. Die Produktion im Jahre 1900 übersteigt die irgend eines vorhergehenden

Jahres und aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte die Produktion des laufenden Dezenniums die des vorhergehenden weit übertreffen. Das im Jahre 1900 insgesamt im Lake Superior-Gebiet geförderte Erz beträgt 19 121 393 long tons, die Totalproduktion der Vereinigten Staaten für dasselbe Jahr 25 979 393 long tons, so daß unter Berücksichtigung, daß das Lake Superior-Erz einen höheren Gehalt an Eisen besitzt, als das von irgend einem anderen Orte der Vereinigten Staaten, die Produktion des Lake Superior-Gebietes für das Jahr 1900 etwa  $\frac{4}{5}$  der Gesamtproduktion der Vereinigten Staaten ausmacht.

Das Maximum der Eisenerzförderung Großbritanniens, dem nach den Vereinigten Staaten nächstgrößeren Produzenten, fällt in das Jahr 1882 mit 18 031 957 long tons; das Lake Superior-Gebiet allein hat dieses Maximum im Jahre 1900 überschritten, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß das Lake Superior-Erz einen größeren Eisengehalt besitzt. Das im Lake Superior-Gebiet noch anstehende Erz — von demselben Eisengehalte wie das in dem Dezennium 1891—1900 geförderte — schätzt Verf. auf etwa 1 000 000 000 long tons.

In einem Anhang werden Winke für die Erzaufsuchung gegeben, und zwar allgemeine für das ganze Lake Superior-Gebiet gültige, und spezielle, die sich auf die einzelnen Bezirke beziehen.

O. Zeise.

R. Beck: Die Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spree und ihre Gesteine. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 55. 296—330. 3 Taf. 13 Fig. 1903.)

Im Anschluß an seine früheren Mitteilungen (dies. Jahrb. 1904. I. - 225-) gibt Verf. eine genaue Beschreibung der Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spree in der sächsischen Lausitz, speziell in Äußerst-Mittel-Sohland nahe der böhmischen Grenze und teilweise jenseits dieser gelegen.

Das Erz, wesentlich nickelhaltiger Magnetkies, ist gebunden an einen im Lausitzer Granit aufsetzenden, wie die meisten Diabasgänge der Gegend WNW. streichenden, ziemlich saiger einfallenden Proterobasgang von 10—20 m Mächtigkeit, dessen nördliches, größtenteils erzführendes Salband bis jetzt in einer Länge von etwa 700 m sicher nachgewiesen ist; magnetometrische Untersuchungen von UHLIG lassen Erzführung auf 1,5 km vermuten.

Das Gestein des erzführenden Ganges besteht in der Hauptmasse aus Biotit-Proterobas mit Schlieren von Biotit-Diabas (besonders im Hauptmann-Schacht); im Fundschacht erscheinen räumlich sehr beschränkte Partien einer sehr basischen, spinellreichen und korundhaltigen Ausscheidung und in beiden Schächten finden sich Knollen von spinell- und saphirhaltigem Sillimanitgestein. Schließlich wurden Einschlüsse von Quarz und Granit beobachtet.

Der Proterobas baut sich auf aus dicktafeligem bis isometrischem Plagioklas, fast überall durch dynamische und thermale Einflüsse

stark zersetzt, Diabasaugit, oft mit brauner Hornblende verwachsen, die aber auch selbständig in kurzsäuligen Individuen auftritt ( $c:c = 18^\circ$ ) und unregelmäßig lappigem Biotit; zu diesen vier in annähernd gleicher Menge entwickelten Hauptbestandteilen gesellt sich dann noch außer den bekannten akzessorischen Mineralien monosymmetrischer farbloser Pyroxen in langprismatischen, oft ziemlich spitz zugeschärften Individuen mit wenig vollkommener Spaltbarkeit und großer Neigung zur Zersetzung in Talk, Chlorit, Serpentin unter Magnetitausscheidung. Dieses Mineral, früher vom Verf. für Olivin gehalten, wird mit dem farblosen Pyroxen aus TÖRNEBOHM's sogen. Salitdiabasen verglichen. Die Struktur des Gesteins ist gabbroid; eine Kieselsäurebestimmung an einem möglichst frischen Stück ergab 40,79%  $\text{SiO}_2$  bei einem 3,79% betragenden, wesentlich der Anwesenheit von Magnetkies zuzuschreibenden Glühverlust.

Der schlierig im Proterobas auftretende feinkörnigere Biotit-Diabas ist charakterisiert durch völliges Zurücktreten der braunen Hornblende und typische Ophitstruktur; der oben geschilderte farblose Pyroxen bildet manchmal porphyrisch hervortretende Einsprenglinge.

Die basischen spinellreichen Schlieren im Proterobas, anstehend nicht gefunden, sind rundliche Massen von höchstens Kopfgröße, äußerlich durch ihren großen Biotitreichtum charakterisiert. Mit dem Proterobas gemeinsam haben sie die quantitativ wichtigsten Bestandteile, Biotit und Plagioklas sowie den zurücktretenden farblosen Pyroxen, ferner enthalten sie zahllose Oktaederchen von grün durchscheinendem Spinell, seltener farblose, nur vereinzelt blau gefleckte, bisweilen spitz pyramidale Körnchen von Korund. Rutil ist selten, noch seltener Zirkon und Ilmenit. Die Struktur ist hypidiomorph-körnig; der in unregelmäßigen, lappig zerteilten Blättern auftretende braune Biotit (nach KOLBECK lithionfrei, nach der Bauschanalyse des Gesteins ein kaliumhaltiger Eisen-Magnesiaglimmer) ist ganz mit Spinellen gespickt und enthält Einschlüsse von Pyroxen, Korund und selten von Zirkon, als sekundäre Bildung Magnetkieslamellen zwischen den Spaltungsblättern. Spinell und Korund findet sich auch in den kleinen Körnern und Kristallen des farblosen Pyroxens, die unregelmäßigen Körner des Plagioklasses sind ganz durchbrochen von zahlreichen Einschlüssen von Pyroxen und Spinell. Kleine Partien von ganz abweichender Zusammensetzung innerhalb der basischen Massen bestanden aus Plagioklas, Biotit, beide ganz erfüllt von grünem Spinell, lichterem Granat, grünem monoklinem Pyroxen von Diopsidhabitus in einschlußfreien Säulen (chromfrei nach KOLBECK, spez. Gew.  $> 3,207$ ,  $a:c = 39^\circ$ ), tiefblaue Säulchen von einem dem Crossit nahestehenden Amphibol (pleochroitisch in azurblauen, violetten und fast farblosen Tönen,  $a:c = 21^\circ$ , spez. Gew. zwischen 3,195 und 3,197), viel Rutil, Anatas in tiefazurblauen, meistens tafeligen, seltener pyramidalen Kristallen bis zu 0,66 mm Größe beobachtet, Zirkon und Korund.

Die von E. KUPFFER ausgeführte Analyse einer basischen spinellreichen Schlieren ergab:  $\text{SiO}_2$  33,35,  $\text{TiO}_2$  1,04,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  22,05,

Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 7,93, FeO 5,31, MnO 0,50, MgO 19,02, CaO 3,08, Na<sup>2</sup>O 1,44, K<sup>2</sup>O 1,53, P Spur, S Spur, Glühverlust 4,65; Sa. 99,90, mithin den von MOROZEWICZ für die Spinellbildung in magnesiareichen Gesteinen geforderten Tonerdeüberschuß, der gleichzeitig zur Ausscheidung von Korund führen muß; Molekularverhältnis der vorstehenden Analyse von (CaO + Na<sup>2</sup>O + K<sup>2</sup>O) : Al<sup>2</sup>O<sup>3</sup> = 0,43 : 1. Die Prüfung auf Zinn und Fluor des über 3,207 schweren Anteils der spinellreichsten Ausscheidung durch KOLBECK ergab Abwesenheit dieser Elemente; der von anderer Seite angegebene Topas konnte weder in diesem noch in anderem Material von Sohland aufgefunden werden.

Faustgroße Knollen von spinell- und saphirführendem Sillimanitgestein bestehen in der Hauptsache aus büscheligen Aggregaten mehrere Zentimeter langer weißlichgrauer (im Dünnschliff farbloser) Sillimanitprismen, die in einem Falle randlich plötzlich dunkelschmutzigrüne, im Dünnschliff schwach olivengrüne Färbung annehmen; sie enthalten reichlich grün durchscheinenden Spinell (bis 0,1 mm groß) und tafelig nach (0001) entwickelte, bis 0,7 mm große, unregelmäßig gefärbte blaue Saphire. Zahlreiche farblose, stark lichtbrechende, anisotrope, oktaedrische oder pyramidale Kriställchen, die sich nicht sicher bestimmen ließen, sind bisweilen derartig mit Spinell verwachsen, daß sie nicht selten wie ein Umwandlungsprodukt dieses Minerals erscheinen.

Der gesamte Zerfall des Proterobasmagmas in Teilmagmen hat in den Diabasen kein Analogon, erinnert aber in jeder Beziehung an die Urausscheidungen der rheinischen Basalte ZIRKEL'S.

Unter den Erzen der Erzlagerstätte von Sohland ist das wichtigste der Magnetkies, nur derb, teils körnig kristallin, teils blättrig kristallin, mit viel Einschlüssen von Kupferkies und von Gemengteilen des Proterobases; durch seinen Nickelgehalt gibt er Anlaß zum Bergbau. Analysen des Magnetkieses ergaben:

Fe . . . . .	56,0	54,50
Ni . . . . .	} 6,0	5,52
Co . . . . .		0,16
Cu . . . . .	0,1	0,70
S . . . . .	36,4	37,08
Sb . . . . .	—	Spur
Ag . . . . .	Spur	—
Rückstand . . . nicht best.		2,00
Sa . . . . .	98,5	99,96
Anal . . . . .	SCHIFFNER	KUPFFER

An der feuchten Luft zersetzt er sich ziemlich rasch zunächst unter Ausblüfung von Eisenvitriol; das Endprodukt ist ein mit Gemengteilen des Proterobases und deren Zersetzungsprodukten vermengter Brauneisenstein.

Nächst Magnetkies spielt Kupferkies eine erhebliche Rolle; er tritt in feinkörnig kristallinen Massen auf und erscheint sehr oft fein

eingesprengt inmitten des Magnetkieses; im Eisernen Hut entwickelt sich aus ihm Malachit, Kupferlasur und Kupferpecherz, auch sekundärer Kupferglanz hat sich aus ihm in der Übergangszone zwischen Eisernem Hut und dem unzersetzten Erzkörper als Ausfüllung einer 3--5 cm mächtigen Kluft infolge Einwirkens deszendierender Lösungen von Kupfersulfat auf die primären Sulfide des Eisens und Kupfers gebildet:  $\text{Cu}^2\text{SO}^4 + \text{Fe}^6\text{S}^7 + 22\text{O} = \text{Cu}^2\text{S} + 6\text{FeSO}^4 + \text{SO}^2$ .

Die Erzführung des Proterobasganges ist nach den bisherigen Aufschlüssen auf die Zone längs des nördlichen Salbandes beschränkt; in Herbergs Fundschacht bilden die Erze längs der Granitgrenze ein im Schachttiefsten 2--2,5 m mächtiges Mittel, das im Streichen verfolgt sich allmählich verschmälert. Der Granit zeigt noch jenseits des die Grenze gegen das Erzmittel bildenden Besteges eine schwache Erzimprägnation; zwischen der am stärksten vererzten Proterobaszone und dem tauben Proterobas befindet sich eine Übergangszone durch immer geringer werdende Imprägnation, die besonders in der Peripherie kugeligter Absonderungsformen im Proterobas auftritt.

Während die Erze aus dem Reicherzmittel mit 4--5% Ni und 2% Cu für das unbewaffnete Auge innerhalb der derben Erzaggregate mit herrschendem Magnetkies nur geringe Reste des Eruptivgesteins erkennen lassen, macht sich in weniger erzeichen Partien teils bilaterale Verteilung der Erze längs bestimmter Linien, teils Gruppierung der Erze in der Peripherie ellipsoidischer Absonderungsformen des Gesteins geltend; beide Arten des Auftretens werden geschildert und durch Abbildungen von Gangstücken erläutert. Die durch diese Art des Auftretens nahegelegte Annahme, daß die Erze erst nach der Erstarrung des Gesteins eindringen, wird durch die mikroskopische Untersuchung der Erze erwiesen, die gleichzeitig ergibt, daß die Einwanderung auf wässerigem Wege erfolgt ist. Es zeigte sich, daß die Erze primäre Minerale, besonders braune Hornblende und Augit, verdrängt haben, daß sekundäre Gemengteile, Chlorit und aktinolithähnliche Hornblende, gleichalterig oder älter als die Erze sind, daß sie sich mit Vorliebe an besonders stark zersetzten Stellen des Gesteins finden und daß sie an kein Teilmagma gebunden sind. Zahlreiche Abbildungen von Dünnschliffen erläutern diese Verhältnisse, die sich bei der analogen, gleichfalls an die Grenze eines WNW. streichenden Diabasganges im Lausitzer Granit gebundenen Lagerstätte vom Schweidrich bei Schluckenau in Nordostböhmen wiederholen.

Diese Untersuchungen führen Verf. im Gegensatz zu seiner in der „Lehre von den Erzlagerstätten“ ausgesprochenen Ansicht zu der Überzeugung, daß diese Erzlagerstätten nicht zu den magmatischen Ausscheidungen gehören, sondern ihre Entstehung Lösungen verdanken, die als Thermen am Salband des Proterobasganges und auf zarten Klüften nahe derselben aufstiegen und demselben Magmaherde entstammen, dem der Proterobas selbst entquollen war; sie sind ein letzter Nachklang der diabasischen Eruption. Gegen die Annahme, absteigende Wässer

hätten die oberen Teile des primär Ni- und Cu-haltigen Proterobases ausgelaugt und wieder abgesetzt, spricht die Beschränkung des Erzvorkommens auf das Salband.

Schließlich wiederholt Verf. seine in seinem Lehrbuch geltend gemachten Bedenken gegen die von J. H. L. VOGT vertretene Auffassung der Lagerstätten von nickelhaltigem Magnetkies in Gabbrogesteinen von dem Typus Ringerike und Sudbury als magmatische Ausscheidungen. **Milch.**

---

**A. Dieseldorff:** Berichtigung einiger Angaben des Herrn R. BECK über: „Die Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spree und ihre Gesteine.“ (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 55. Briefl. Mitth. 43–48. 1903.)

Verf. wendet sich auf Grund seiner Untersuchungen gegen BECK's Angabe, die Erzlagerstätte sei als erzführendes Salband auf 700 m weit nachgewiesen; 20 m westlich vom Segen Gottes-Schacht (Fundschaft BECK's) keilt das Erzmittel vollständig aus und ist auf diesen, ferner den Hauptmann-Schacht und wahrscheinlich auf das Terrain zwischen den beiden Schächten (105 m) beschränkt. Dementsprechend bezeichnet Verf. das Vorkommen als Magnetkiesstock. Auf die übrigen, mehr persönlichen Bemerkungen kann im Referat nicht eingegangen werden. **Milch.**

---

**G. Löffstrand:** Slättbergs och Kuso nickelgrufvor. (Geol. För. i Stockholm Förhandl. 25. 103–122. 1903.)

Seit die Klefva-Grube aufgegeben wurde, sind die Slättberg- und Kuso-Bergwerke die bedeutendsten Nickelgruben in Schweden geworden und nach längerer Pause wieder in Betrieb gesetzt, da der Nickelpreis stieg. Früher wurden beide auch auf Kupfer ausgebeutet. In Slättberg handelt es sich um eine Magnetkiesmasse mit 0,88 % Ni, die an einen Diabasgang (resp. basischen Porphyr) gebunden ist, eine mittlere Spalte in demselben ausfüllt, 1600 m lang, 1,5 m breit ist und in große Tiefe hinabreicht. Zu beiden Seiten des Magnetkieses kommen Bänder von Eisenkies vor, dessen Liegendes arm, deren Hangendes reich an Ni ist, sogar mehr enthält (0,94 %) als der Magnetkies selbst. In der Kuso-Grube oberhalb einer Ruschel mit Chlorit, Kalzit etc. ist in einem hornblendereichen Gabbrodiorit ein Erzband von Magnetkies vorhanden, das gegen Tag mit Kupferkies gemengt wird. Es sind diese Erze sicher Differentiationsprodukte; sie reichern sich da an, wo grobes Korn mit Plagioklastern sich einstellt und sind dicht von Hornblende durchwachsen. Der Nickelgehalt beträgt 1,82–1,14 % im Erz, auf reinen Magnetkies berechnet 3,42–2,51 %, und es können jährlich ca. 5000 t Erz gewonnen werden. Wie tief aber dasselbe steht, ist nicht zu sagen. Anhangsweise werden dann noch die Nickelgruben von Ekedal bei Enåker und Gaddbo bei Simtuna in Vestmanland besprochen. In der ersten finden sich 2,68 % Ni-haltige Magnetkiese nesterweise in hellerem und dunklerem hornblende-

reichen Gabbro-diorit; in der zweiten sind ähnliche Erze an einen zwischen Gneis und Granit aufsetzenden Gabbrogang von Salbandcharakter gebunden. Der Kupfergehalt des Erzes betrug 11 %, der Nickelgehalt etwa 2 %.

Deecke.

**L. K. Moser:** Manganerzvorkommen von Kroglje bei Dolina in Istrien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 380—381.)

200 m über Kroglje in Istrien (zwischen Dolina und Boljunc, unweit der Eisenbahnstation Borst) enthält eine auf eozänem Sandstein aufliegende, stark verwitterte und meist in Brauneisen umgewandelte Kalkbreccie „Schichten von geringer Mächtigkeit eines manganhaltigen Minerals“, das Verf. „dem Pyrolusit zuweisen würde, von dem sich alle Übergänge in Brauneisen oder gar in Bergmilch vorfinden.“ Das Mineral tritt nierenförmig oder staubartig als Kluftausfüllung auf, die härteren krustenartigen Überzüge sind ziemlich kompakt. Analysen des Erzes zeigen eine überaus schwankende Zusammensetzung.

Milch.

**Bellinger:** Bemerkungen über das Mangan- und Eisenerzvorkommen bei Niedertiefenbach im Lahntal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 68—70, vergl. 237—241.)

Die Entstehung der Braunstein- und Brauneisensteinlagerstätten zwischen dem Stringocephalenkalk und dem jüngeren Schalstein als Zersetzungsprodukt beider Gesteinsarten wird beschrieben und der Niederschlag beider einander verwandten Erze im letzten Bildungsstadium ihrer Lagerstätten an einer charakteristischen Abbildung erläutert.

A. Sachs.

**J. G. Goodschild:** The Scottish Ores of Copper in their Geological Relations. (Brit. Assoc. Rep. 1901. 647; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 114. 1903.)

Kupferglanz und Bornit mit dem Hauptteile des Kupferkieses sind die einzigen schottischen Kupfererze, die durch aufsteigendes Wasser abgesetzt wurden. Dagegen sind gediegen Kupfer, etwas Kupferkies, Cuprit, Malachit, Azurit, Aurichalcit, Linarit und Caledonit sekundär, durch herabsickernde Wasser abgesetzt.

A. Sachs.

**M. B. Yung und R. S. McCaffery:** Die Erzlagerstätten des San Pedro-Distrikts (Neu-Mexico). (Transact. Am. Inst. of Mining Engineers. New Haven Meeting. October 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 277—278. 1903.)

Tonschiefer- und Kalkstein-Schichten des Carbons sind stark durch Kontaktwirkung (eines Syenitporphyrs) metamorphosiert und enthalten Kupfererzlagerstätten, welche zu den eigentlichen Kontaktlagerstätten im Sinne LINDGREN'S zu rechnen sind.

Silberreiche Bleierze und Gold sind in Lagerstätten anderer Art zwar in demselben Distrikt vorhanden, aber nicht abbauwürdig.

A. Sachs.

---

**K. A. Redlich:** Die Kupferschürfe des Herrn HERAEUS in der Veitsch. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 51. 1903. No. 33.)

Die auf dem Gipfel des Dürsteinkogels gelegenen Schürfe galten einer im Karbon zwischen Phylliten und Kalken aufsetzenden, nach Nordwesten einfallenden, bis 1,5 m mächtigen Quarzlagerstätte mit Kupferkies- und Arsenfahlerzeinsprenglingen, die praktisch ohne Bedeutung ist. Der Ursprung der Lagerstätte sei ein epigenetischer, indem in einer Kalkbank längs der Schichtung der Kalk durch Quarz und Erz allmählich verdrängt worden sei.

Katzer.

---

**Knett:** Über ein Schwefelkieslager bei Jasztrabje in Ungarn. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 106—110. 1903.)

In der tertiären Bucht von Nagy-Tapolcsan findet sich an genanntem Ort in schwarzem Ton ein  $\frac{1}{2}$  m mächtiges Lager von Schwefelkies, welches Verf. für syngenetisch hält.

A. Sachs.

---

**R. A. F. Penrose jr.:** Die Zinnerzlagerstätten der malayischen Halbinsel, insbesondere die des Kinta-Distriktes. (The Journ. of Geology. 11. 135—154. Chicago 1903; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 278—279. 1903.)

Auf der Ostseite der Halbinsel wird nur wenig Zinn gefunden. Auf der Westseite ist in Perak, welches allein die Hälfte der gesamten Zinnproduktion liefert, das wichtigste Erzgebiet der Kinta-Distrikt.

Die Hauptgesteine auf der malayischen Halbinsel sind da, wo Zinnerze vorkommen, ein grauer Biotit- oder Hornblendegranit, die vielfach ineinander übergehen und in der Nähe der Zinnerze meist turmalinführend sind, sowie ein weißer, stark kristalliner, fossilfreier Marmor. Letzterer herrscht besonders im Kinta-Distrikt sehr vor.

Aus anstehendem Gestein, Granit wie Kalkstein, wird das Zinnerz (Cassiterit) nur an wenigen Lokalitäten gewonnen. Verf. glaubt, daß es hier meist Absatz aus wässriger Lösung ist; nur da, wo es regellos im Granit verteilt erscheint, dürfte es magmatische Ausscheidung sein. Die Gewinnung geschieht heutzutage hauptsächlich aus den Seifen. Der Gehalt der Seifen an Erz beträgt 1—4%. Vergesellschaftet mit dem Erz findet sich viel Turmalin, Hornblende, Wolframit und Magnetit; weniger häufig sind Glimmer, Topas, Scheelit und Saphir; ganz selten kommen auch Thorium- und Cermineralien, sowie Gold vor. Die Totalproduktion an Zinn in Malakka betrug für 1901 47000 t, also über die Hälfte der gesamten Weltproduktion.

A. Sachs.

D. A. Mc Alister: Tin and Tourmaline. (Quart. Journ. Geol. Soc. 59. 53—54. London 1903. Abstract.)

Nur im Auszug mitgeteilte, ohne Berücksichtigung der Literatur angestellte Überlegungen von vollständig hypothetischer Beschaffenheit über chemische Reaktionen zwischen Zinn- und Borverbindungen in der Natur.

Wilhelm Salomon.

## Geologische Beschreibung einzelner Länderteile.

E. Kittl: Geologie der Umgebung von Sarajevo. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 53. 515—748. Mit einer geol. Karte in Farbendruck und 3 Taf.)

Diese groß angelegte Monographie ist eine der Früchte von sieben Studienreisen des Verf.'s, die vorwiegend das Studium der Triasentwicklung in Bosnien zum Ziele hatten und im Jahre 1892 mit der Untersuchung der fossilführenden Muschelkalklokalitäten bei Sarajevo ihren Anfang nahmen. Durch diese Arbeit wird unsere Kenntnis des geologischen Baues von Bosnien in erheblichem Maße gefördert. Insbesondere in bezug auf die Entwicklung der Trias in Bosnien ist durch dieselbe ein sehr bedeutender Fortschritt erzielt worden.

Die Landeshauptstadt Sarajevo liegt am südöstlichen Rande eines flachen, von neogenen Süßwasserschichten erfüllten Polje, das westlich von einem niedrigen Hügellande begrenzt wird, während im NO., O. und S. triadische Kalkberge aufragen, die das dinarische Gebirgsstreichen zeigen. Unmittelbar im SO. der Stadt liegt der Zug des Trebević (1629 m), an den sich die dicht bewaldete, plateauartige Ravna planina anschließt. Den Südrand des Polje bilden die weiter entfernten Käme der Igman planina und Bjelašnica (2067 m). Im O. des Trebevićzuges folgt die unregelmäßig gewundene, aus Sandsteinen und Schiefen bestehende Niederung von Prača-Pale-Mokro, die den Trebević von der Kalktafel der Romanja (1629 m) trennt. Sehr mannigfaltig ist das durch die Erosion in zahlreiche einzelne kleine Bergmassen zerstückelte Terrain im N. vom Sarajevo, wo auf der Strecke zwischen Vogošća und Čevljanović Triaskalk und mesozoischer Flysch in sehr unregelmässiger Weise in Verbindung treten.

Die ältesten noch dem Paläozoikum angehörigen Bildungen treten in der Depression Prača-Pale-Mokro zutage. Das tiefste Schichtglied, die schwarzen Orthocerenkalke von Prača, ist seinem Alter nach nicht sicher bestimmbar (Devon oder Unterkarbon). Dagegen hat schon BITTNER das Alter der schwarzen Schiefer von Prača als Karbon richtig erkannt. Die reichen Fossilfunde in diesen Schiefen gestatten jetzt, dieselben mit Sicherheit als ein Äquivalent des Kulm anzusprechen. Über dem Kulm folgen Lydite, Breccien und rote Sandsteine, die den Groedener Sandsteinen der Südalpen gleichzustellen sind. In ihrem Hangenden hat Verf. an zwei Stellen nordöstlich von Prača fossilführende Bellerophon-schichten nachgewiesen.

Die wichtigste Schichtgruppe ist die Trias, die einen durchaus alpinen Charakter trägt. Die einzelnen Abteilungen lassen eine Parallelsierung mit den alpinen Triasstufen zu. Einen der wichtigsten Fortschritte in dieser Hinsicht hat Verf. angebahnt, indem es ihm gelungen ist, mit Hilfe glücklicher Fossilfunde eine vertikale Gliederung der großen einförmigen Kalkmassen in der Umgebung von Sarajevo zu erzielen. Wichtig ist, daß eine den weit verbreiteten Lunz-Cardita-Schichten vergleichbare Einschaltung von Sandsteinen oder sandig-mergeligen Bildungen in diesen Kalkmassen nicht nachgewiesen werden konnte. Auch das Raibler (*Aonoides*) Niveau erscheint hier in der Fazies reiner Kalke entwickelt. Einschaltungen von Tuffsandsteinen mit *Pietra verde* finden sich lokal im Bereiche des der ladinischen Stufe angehörigen Kalkkomplexes. Auch ist die untere Abteilung der Massen des hellen Triaskalkes oft dolomitisch oder reich an Hornsteinen. Rötliche und intensiv rote Gesteinsfärbung ist in der Regel mit Fossilführung verbunden. Das Auftreten der fossilreichen Linsen der karnischen Stufe erinnert an die Hallstätter Kalke der Nordalpen. Dagegen treten die cephalopodenreichen Bänke des oberen Muschelkalkes (Buloger Kalk) weit verbreitet in durchziehenden Schichten auf.

Die Werfener Schichten zerfallen in zwei Abteilungen. Die untere stimmt überein mit der alpinen Ausbildung der Seiser Schichten, die obere (Sarajevoer Sandstein) ist als fossilarme, dickbankige, gelbliche Quarzsandsteine entwickelt. In dem Hangenden der letzteren entsprechen mitunter einige Bänke von Mergelkalken, die in den unteren Muschelkalk übergehen, der sehr reduzierten Fazies der Campiler Schichten.

An einigen Stellen erscheinen als tiefstes Glied des unteren Muschelkalkes schwarze, fossillere Kalke in der Fazies der Reichenhaller oder Gutensteiner Kalke der Nordalpen. Sonst bilden graue Knollenkalke mit *Dadocrinus* die untersten Bänke des Muschelkalkes. Das paläontologisch am besten charakterisierte Schichtglied sind Nester von Brachiopodenkalken im unmittelbaren Liegenden der roten Buloger Cephalopodenkalke. Ihre Hauptvertreter sind die Brachiopodenkalke des Trebević (rot und weiß) mit 50 von BITTNER beschriebenen Arten der Recoarstufe, ferner von Gradište, Čevljanović und Očevja. Sie stehen in enger Verbindung mit den Buloger Kalken, die die Cephalopodenfauna der Schreyer Alpe führen. Es empfiehlt sich der Name Buloger Kalk an Stelle des in der Literatur üblichen „Han Bulog-Schichten“. Hauptfundorte der Fossilien sind Han Vidovic (nicht Han Bulog) und Halilući, doch sind noch zahlreiche andere fossilführende Aufschlüsse bekannt geworden. Das wichtigste Element der dem oberen Muschelkalk entsprechenden Fauna der Buloger Kalke sind Cephalopoden (170 Arten, darunter 95 von anderwärts nicht bekannt). In den dem Cephalopodenkalk lokal eingelagerten Brachiopodenbänken finden sich keine Arten des älteren Trebević-Kalkes.

Als Vertreter der Buchensteiner Schichten sind wahrscheinlich die Starygrader Knollenkalke anzusprechen, als solche des Marmolata-

kalkes der Kalk vom Šiljansko Polje mit mehreren bezeichnenden Arten der Marmolatakalk in der allerdings sehr ärmlichen Brachiopodenfauna. Auch für das Vorhandensein einer den Esinokalken ähnlichen Kalkfazies mit großen Gastropoden (*Fedaiella?*) in der Trias von Bosnien liegen Anhaltspunkte vor. Ziemlich sichere Äquivalente der Wengener Schichten sind die Graboviker Schichten (Hornsteine, Mergel und Plattenkalke mit *Daonella Pichleri* Mojs.). Auch in der Fazies roter Cephalopodenkalke treten Wengener Schichten auf. Aus einem losen Block in der Nähe des Dragulac, der fossilführende Linsen des oberen Muschelkalkes und der karnischen Stufe enthält, wurden einige bezeichnende Ammoniten dieses Horizonts (*Protrachyceras doleriticum* Mojs., *Celtites* cf. *Buchi* KLIPST.) herauspräpariert.

Die Vertretung der karnischen Stufe erscheint nachgewiesen in den Cephalopodenkalken der *Aonoides*-Zone am Dragulac und in den etwas weiter verbreiteten Halobienbänken mit *Halobia sciula* GEM. und *Daonella styriaca* Mojs. Die Cephalopodenfauna des Dragulac entspricht genau derjenigen der *Aonoides*-Schichten des Salzkammergutes. *Subbullatus*-Schichten sind in der Umgebung von Sarajevo noch nicht bekannt, wohl aber von mehreren anderen Punkten Bosniens.

Der norischen Stufe dürfte eine Zone von Triaskalken zufallen, in der die fossilführenden Lokalitäten Dragoradi, Hraštište und einige noch nicht ausgebeutete Fundstellen liegen. Aus den Kalken von Hraštiče sind einige Arten von Korallen, Bivalven und insbesondere Brachiopoden (darunter *Koninckina Leopoldi Austriae* BITT., *K. alata* BITT., *Rhynchonella signifrons* — eine neue Art aus dem Formenkreise der *Rh. refractifrons* BITT.) bekannt geworden, die auf ein norisches Alter hinweisen.

Rhätische Megalodontenkalke bilden die obersten Triasablagerungen auf dem Hauptkamm der Bjelašnica bei Lednica und Pustuselo im NO. des untersuchten Gebietes.

Jüngere mesozoische Bildungen sind in einer modifizierten Flyschfazies entwickelt. Paläontologisch nachgewiesen ist Lias durch B. WALTER'S Ammonitenfund bei Han Toplica (*Arietites Seebachi* NEUM. nach WÄHNER). Dogger ist unbekannt. Oberjurassische Aptychenmergel sind petrographisch sichergestellt. Auch die Vertretung der oberen Kreide erscheint fast zweifellos. Eocän ist vielleicht noch im Flysch mitvertreten.

Die neogenen Süßwasserbildungen, welche das Innere der Becken ausfüllen, gehören der Hauptsache nach ins Miozän, reichen aber stellenweise ins Oligozän hinab. Sie sind noch von den jüngsten gebirgsbildenden Bewegungen mitbetroffen worden.

Die topographische Detailbeschreibung des Gebietes gliedert sich in die folgenden 12 Abschnitte:

1. Das Sarajevsko polje und die Neogenbildungen bei Sarajevo.
2. Das Igman-Bjelašnicagebirge nebst den Tälern der Zujevina und des Jasen potok.
3. Der Trebević und seine Parallelzüge.

4. Das Željesnicatal.
5. Sarajevo und das Miljačkatal bis Pale.
6. Die Ravna planina.
7. Das Gebirge nördlich der Miljačka.
8. Das Gebiet der Miljačkaquellen.
9. Das paläozoische und untertriadische Gebiet von Prača.
10. Die Romanja planina und ihr Hinterland.
11. Das Flyschgebiet nördlich von Sarajevo.
12. Die Ozren planina.

Der verfügbare Raum gestattet nicht, hier auf diese Detailbeschreibungen näher einzugehen, dagegen sollen die tektonischen Ergebnisse derselben kurz skizziert werden.

Das Grundelement des Gebirgsbaues bilden in dinarischer Richtung (NW.-SO.) streichende Falten. Das Neogen erscheint größtenteils mitgefaltet. In dem Flyschgebiet machen sich häufig von der dinarischen Richtung abweichende, insbesondere SW.-NO. streichende Faltungen und Brüche geltend. Dieser zweiten Faltungsrichtung folgen zwei Bruchlinien, die das dinarisch gefaltete Kalkgebirge bei Sarajevo gegen Westen abgrenzen. Die auffälligste unter allen Störungslinien des untersuchten Gebietes hat einen bogenförmigen Verlauf. Sie scheidet zwischen Vogošća und Vareš den geschlossenen Flyschkomplex von den östlich anstoßenden Triasmassen. In ihrer südlichen Fortsetzung liegen die Thermen von Ilidze.

Die Störungen sind viel zahlreicher und intensiver, als die ersten Übersichtsaufnahmen vermuten ließen. Selbst Schuppenstruktur ist in einzelnen Abschnitten des Gebirges beobachtet worden, z. B. in dem rhomboidisch begrenzten Triaskomplex zwischen Sarajevo, Pale, Trnovo und Han Toplica. Regelmäßige, flache Falten herrschen in dem Zuge dinarisch streichender Kalkplateaux im Norden der sattelförmigen Aufbruchszone paläozoischer und untertriadischer Bildungen von Prača.

Ein besonderer Abschnitt ist der Darstellung des Vorkommens nutzbarer Gesteine und Erze in der Umgebung von Sarajevo gewidmet. Bei seiner Abfassung ist nicht ausschließlich auf den Fachmann, sondern auch auf die Benutzbarkeit desselben durch Nichtgeologen Rücksicht genommen worden, ein Umstand, der die Verwertung der Arbeit von seiten der Interessenten wesentlich zu steigern geeignet sein dürfte. Ausbisse von Braunkohlen sind an verschiedenen Stellen am Rande des Zenica-Sarajevoer Neogenbeckens bekannt, doch wird bisher nur bei Kobilj dol eine Ausbeutung in größerem Maßstabe betrieben. Unter den Erzvorkommen sind jene von Manganerzen bei Kulanzović und am Ozren die wichtigsten. Sie dürften etwas jünger sein als die ladinische Stufe der Trias. Jedenfalls sind sie älter als der liasische Flysch und jünger als Muschelkalk.

In dem letzten Abschnitt der Arbeit, der sich „Paläontologischer Anhang“ betitelt, wird das Fossilmaterial einzelner Horizonte ausführlich beschrieben.

1. Die Fauna des Carbons von Prača. Aus den Culmschiefern von Prača werden 25 Arten, darunter *Dictyodora Liebeana* WEISS,

*Gastrioceras Beyrichianum* DE KON., *Prolecanites Henslowi* SOW. beschrieben. Neu sind: *Productus* (?) *turcicus*, *Aviculopecten praecaensis*, *Patella ottomana*, *Phillipsia Bittneri*, ferner zwei neue Ammonitengattungen *Osmanoceras* und *Tetragonites*, durch je eine Spezies (*O. undulatum* und *T. Grimmeri*) vertreten. *Osmanoceras* vereinigt die Loben von *Gastrioceras* oder *Glyphioceras* mit Zuwachsstreifen, die submarginale Einbuchtungen und einen nach vorne gerichteten Lappen auf der Externseite erkennen lassen. *Tetragonites* besitzt Radialrippen, die auf der Externseite gedoppelt und zu zungenförmigen Randlappen vorgezogen sind, welche durch eine tiefe mediane Externbucht getrennt werden. Die dunklen, den Culmschiefer eingelagerten Crinoidenkalke haben nur wenige Formen geliefert, darunter keine spezifisch mit Sicherheit bestimmbare.

2. Die Fauna der Bellerophonschichten. Von den drei Lokalitäten Han Orahovica, Suha Česma und Prekača werden 32 Arten beschrieben, darunter: *Steinmannia* in einer der indischen *St. salinaria* WAAGEN et WENTZEL aus dem Productuskalk der Salt Range sehr ähnlichen Form, *Archaeocidaris Keyserlingi* GEIN. und *A. ladina* STACHE. *Geinitzella columnaris* SCHLOTH., *Discina bosniaca* n. sp., nur durch ihre bedeutenden Dimensionen von *D. speluncaria* SCHLOTH. des Zechsteins unterschieden, *Avicula (Oxytoma) Wähneri* n. sp., ähnlich dem indischen *O. atavum* WAAG., *Bakewellia Kingi*, welcher Name für die durch ihre gedrungene, weniger schräge Form der *B. antiqua* KING der deutschen und englischen Permschichten eingeführt wird, *Promyalina* (n. g.) *Hindi* n. sp., eine Aviculide, deren Gestalt zwischen *Meleagrina* und *Myalina* schwankt, aber keinen längsgestreiften Schloßrand wie *Myalina*, dagegen ein vorderes Ohr an der linken Klappe besitzt, das *Myalina* abgeht, *Schizodus truncatus* KING, *Cleidophorus Jacobi* STACHE, *Sanguinolites Bellerophontium* n. sp., *Bellerophon* (*Bucania*) *subaensis* n. sp., *Worthenia dyadica* n. sp., *Promathildia* (?) *permiana* n. sp., *Entalis orahovicensis* n. sp., *multiplicans* n. sp., *turcica* n. sp. und cf. *ingens* DE KON., *Orthoceras (Cycloceras) Waageni* n. sp., das von dem nahestehenden *C. cyclophorum* WAAGEN aus dem Productuskalk der Salt Range nur durch etwas größeren Emergenzwinkel und größeren Abstand der Querringe unterschieden sein dürfte.

3. Die Fossilien der Buloger Kalke. Das Hauptelement der Fauna sind Cephalopoden, von denen F. v. HAUER 170 Arten beschrieben hat. Brachiopodenspezies werden 25 gezählt. Alle durch BITTNER bekannt gewordenen Arten der Schreyeralmfaua sind auch in den Buloger Kalken vertreten. Besonders charakteristische, auf die Buloger Kalke beschränkte Arten sind *Rhynchonella ottomana*, *volitans* und *turcica*. Als neu werden zwei Spezies beschrieben: *Rhynchonella glossoides*, eine kleine Form aus der Verwandtschaft der *Rh. sublevata*, und *Spirigera borovacensis*, eine sehr dickschalige Art, die in Umriß und Stirnbucht der *Sp. Stoppanii* SAL. von der Marmolata ähnlich ist. Unter den 31 Bivalvenarten ist die Mehrzahl neu. Sie zeigen Beziehungen zu ladinischen Formen und zu solchen der Hallstätter Kalke. Eigenartige Typen sind *Cardio-*

*morpha* (?) *gymnitum* n. sp. und *Opis triptycha* n. sp. Die letztere kann als Typus einer besonderen Untergattung *Protopis* gelten, die durch eine sehr enge Lunularfurche und die in der Schalenmitte gelegene Spiralkante charakterisiert wird. Unter den Gasteropoden, deren Beschreibung an anderer Stelle in Aussicht genommen ist, befindet sich ebenfalls eine Anzahl von Arten der Schreyeralmschichten.

4. Die Fauna der Kalke vom Šiljansko polje. Elf Brachiopodenarten, darunter eine neue *Spirigera*. Von den acht sicher bestimmbareren Arten fünf ladinische und drei Muschelkalktypen. Drei Spezies bezeichnend für den Marmolatakalk.

5. Die Fauna der Kalke von Hraščište. Unter den 30 Arten jüngere und ältere Formen, gemischt mit indifferenten. Die Brachiopodenfauna spricht für ein unternorisches Alter.

6. Triadische Arten von *Posidonomya*, *Daonella* und *Halobia*. Neu beschrieben werden *Halobia* aff. *sicula* GEMM., die sich von der sizilischen Art durch kräftigere Skulptur unterscheidet, und *H. brachyotis*, mit sehr exzentrischem Wirbel. Für eine *Posidonomya* ähnliche Muschel mit *Monotis*-Skulptur wird die neue Gattung *Amonotis* errichtet.

Die neu beschriebenen Arten werden auf drei Tafeln zur Abbildung gebracht. Eine geologische Karte der Umgebung von Sarajevo auf Grundlage der Spezialkarte in 1:75 000 liegt der Arbeit bei. C. Diener.

**K. Martin:** Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern, Seran (Ceram) und Buru. Geologischer Teil. Mit 6 Karten. 1 Profillinie. 15 Taf. und 42 Textbildern. Leiden 1903. 296 p.

Das Werk K. MARTIN'S erscheint somit abgeschlossen. Schon im ersten Teile, der neun Jahre früher erschien, „Schilderung von Land und Leuten“, wird mitunter die durch den Titel gezogene Grenzlinie überschritten, und der aufmerksame Leser fand da und dort Notizen über das bereiste Gebiet eingestreut, welche in ihrem Zusammenhalte bereits ein ungefähres Bild des geologischen Aufbaues der Molukken ergaben. Nuncmehr ist aber auch die eingehende geologische Beschreibung der Reiseroute vollständig erschienen, von welcher als besonders wertvoll für nachfolgende Forschungsreisende und nachahmungswert die Zusammenstellung der Einzelbeobachtungen in besonderen Abschnitten gleich hier hervorgehoben werden möge.

Die erste Lieferung des geologischen Teiles der Reiseergebnisse erschien bereits im Jahre 1897. Sie umfaßte die Routen auf Ambon und den Uliassern und wurde bereits in dies. Jahrb. 1899. II. -116- durch H. BEHRENS besprochen, so daß ich mich kurz fassen kann. In dieser Lieferung findet sich nach Zusammenstellung der einschlägigen Literatur eine geologisch-geographische Schilderung der Inseln Ambon, dann Haruku, Saparua und Nusalaut, welche die Gruppe der Uliasser bilden. Strandverschiebungen und Vulkane, besonders jene auf Ambon und Halmahera werden eingehend besprochen. Als Resultat der Untersuchungen

ergibt sich, daß die genannten Inseln sich als vulkanische Aufschüttungen präsentieren, welche von tertiären und quartären Sedimenten gesäumt werden. Der archaische Untergrund besteht aus Peridotit, Gneis, Glimmerschiefer und Biotitgranit und tritt hauptsächlich auf der Halbinsel Leitimor, der Insel Ambon zutage. Darüber breiten sich dann jüngere vulkanische Gesteine aus, wie Biotitdazit, Pyroxendazit und Pyroxenandesit. Nur stellenweise wurde Diabasporphyrit angetroffen, sowie ein älteres Sediment unbekanntes Alters.

Die zweite Lieferung, welche im Jahre 1902 erschien, betitelt sich „Seran und Buano“. Die Beobachtungen beziehen sich auf die Nord- und Südküste von Groß-Seran, auf Klein-Seran oder Huamual, d. i. die Halbinsel im Westen, und auf die kleine im Nordwesten vorgelagerte Insel Buano.

Wenn man sich von Süden nähert, so fällt vor allem ein hohes Gebirgsland auf, das sich zwischen die Buchten von Piru und Elpaputi einschleibt. Die Eingeborenen besitzen keinen zusammenfassenden Namen für dieses Gebirgsland, das von MARTIN die Bezeichnung Wallacegebirge erhält. An Höhe mag es etwa 1500 m erreichen. Die Berge treten aber nicht bis an das Meer heran, sondern beiderseits breiten sich an deren Fuß Ebenen aus; die Elpaputi- und Hatusua-Ebene. Diese letztere findet im Norden dadurch ihren Abschluß, daß ein neuer Höhenzug mit einigen Bergen in das Meer vordringt und die Kaps Tetunaten, Sisi, Tapan und Marua bildet. Dieses Gebirge erreicht mit seinen Gipfeln bloß eine Höhe von 300—500 m und sein Verlauf ist gegen Ost und Nordost gerichtet, so daß nördlich des Kaps Tetunaten bereits wieder die Ebene von Etti beginnt, auf welcher auch noch der Ort Piru liegt.

An der Nordküste bespült zwischen Kap Tanduruë und dem Flusse Pana das Meer direkt den Fuß des Gebirges, das von West nach Ost von 100 auf 300 m ansteigend mit sehr steilen Böschungswinkeln — stellenweise 45° — zum Meere sich senkt. Östlich vom Pana tritt es dann mehr ins Land zurück, so daß sich eine Strandterrasse entwickelt, die am Kap Lamana eine ansehnliche Breite erreicht. Die weitere Nordküste wurde durch MARTIN erst wieder bei Sawaï und Wahaï untersucht. Am Utaflusse reicht das Alluvium weit landeinwärts, wo sich dann das Gebirge ziemlich schroff im Koroluhuë bis zu 824 m erhebt. Der wahrscheinlich ebenfalls zum Lumutegebirge gehörige, vom Autor nach seiner Gestalt Flachkopf genannte Berg westlich vom Koroluhuë erreicht vielleicht noch größere Höhe. Östlich von der Utamündung schließt sich die Bai von Sawaï an, die durch den Supun (600 m), der mit schroffen Wänden als Kap vorspringt, in zwei Teile geteilt wird. Das von hier ausgehende Gebirge verläuft aber wieder nach Ost, wo sich nach Aussage von Eingeborenen sogar Berge von 2500 m finden sollen, und nördlich ist ein niedriger Küstensaum vorgelagert, der auch in der Gegend von Wahaï angetroffen wurde.

Klein-Seran oder die Halbinsel Huamual hängt nur durch die schmale und niedrige Landenge Ruin-Kottonia mit dem übrigen Insel-

körper zusammen. Erreicht hier die Höhe nicht einmal 150 m, so steigt südlicher der Naga bereits zu ca. 250 m an und erreicht der Wauwangi mehr als 500 m. Südlicher folgt dann noch der Menapele mit 443 m und der Muralatetu mit etwa 500 m, von wo sich dann das Gelände langsam zum Kap Sial hinabsenkt.

Die kleine Insel Buano weist eine Einschnürung zwischen dem Orte Buano und der Bai von Tundona auf. Südwestlich davon ist die Insel gebirgig — bis 400 m —, der nordöstliche Teil dagegen ist niedrig und fast flach. Nur um die Tundonabucht ragen inselförmig ein paar Berge auf, die auch geologisch zusammengehören. So der Teha (250 m), die Gipfel Taïna und Sehesetëu (beide ca. 200 m), der Hatuaua (300 m) und die kleine umschlossene Insel Pua (ca. 250 m).

Der geologische Aufbau der Insel Seran zeigt eine ziemliche Gleichförmigkeit. Gneis wurde im südlichen Huamual nachgewiesen, wo er sich an der Zusammensetzung des Menapele beteiligt und südlicher im Kap Saluku auftritt. Glimmerschiefer in Verbindung mit untergeordneten Phylliten, dann mit Quarzitschiefer und Quarzitbreccie kann als das herrschende Gestein im südlichen Seran bezeichnet werden. Im Norden wurden sie nur spärlich in der Gegend von Wahaï beobachtet. Wahrscheinlich sind diese Glimmerschiefer und Phyllite auf Seran das jüngste Glied der archaischen Ablagerungen, da darüber bereits der Komplex der Grauwacke folgt. Amphibolite wurden im Bette des Atáu und in der Gegend von Kaibobo angetroffen. Erstere werden dem Glimmerschiefer, letztere dem Peridotit zugerechnet. Die Grauwacke ist wieder das bezeichnende Gestein für die nördliche Küstenregion, aber auch für die Hauptwasserscheide, wogegen sie aus Huamual überhaupt noch nicht bekannt ist. Ihr Alter wird als paläozoisch angenommen, da sie einerseits dem Glimmerschieferkomplex auflagert, andererseits aber selbst von mesozoischen Gesteinen überlagert wird. Im Gebiete der Wasserscheide an den Quellen des Waë Uta wurde mit der Grauwacke zusammen ein fossilieerer ungeschichteter Kalkstein unbekanntes Alters angetroffen, der vielleicht einem anderen „Kalksteine unbekannter Stellung“ weiter abwärts an genanntem Flusse zugerechnet werden muß. Auf den Grauwacken lagert die „Kieselkalkformation“. Es sind dies verschiedenartige Kalke mit Hornsteineinlagerungen, die stellenweise aus dicht aufeinandergepreßten Protozoenschalen bestehen und so ein blätteriges Gefüge erhalten. Es sind jedenfalls Tiefseeablagerungen, worauf die zahllosen Globigerinen- und Radiolarienschälchen hinweisen. Die Kieselkalkformation bildet jene wilden zerklüfteten Berge, welche zwischen Kap Tanduruë und dem Flusse Pana und dann wieder in dem Berge Supun steil zum Meere abfallen. Die ähnlichen Kalke der Insel Buano, welche die Bai von Tundona umgürten und das Inselchen Pua zusammensetzen, dürften ebenfalls hierher zu stellen sein. Das Alter der Schichten wird als jurassisch angenommen, da einerseits der Aptychenkalk des benachbarten Buru mit *Aptychus laevis* H. v. Mex. als Äquivalent betrachtet wird, und andererseits die radiolarienreichen Ablagerungen Borneos, die Danauf ormation, zum Vergleich herangezogen

werden, daß paläontologisch und petrographisch gleichwertige Schichten vom Indischen Archipel bisher nicht beschrieben wurden. Bei Pasania und im Flußgebiete des Waë Uta stehen braune und graue, mergelige Kalksteine an, welche zahlreiche Globigerinen enthalten. Die Beziehung zur Kieselkalkformation konnte nicht direkt beobachtet werden, da jedoch die Schichten der letzteren nördliches Einfallen zeigen und die bunten Globigerinenkalke nördlich davon vorkommen, so wird geschlossen, daß dieselben das Hangende der Kieselkalkformation darstellen. Beide zusammen dürften eine ununterbrochene Ablagerung aus großen Meerestiefen bedeuten und als mesozoisch zu betrachten sein. Als jüngeres Glied schließt sich der „Karang“ an. Seiner Entstehung, als der eines gehobenen Wallriffes, entsprechend ist seine Verbreitung auf die Küstenregion der Inseln beschränkt, und so findet er sich auch hauptsächlich im südlichen Huamual, am westlichen Ufer der Elpaputibai, etwas weiter im Inneren am Wege nach Honitetu, dann am Waë Tuba und ganz besonders in der Gegend von Wahai und auf der Insel von Buano. Die größte Seehöhe erreichen seine Ablagerungen im südlichen Huamual. Das Alter dieser Riffbildungen ist natürlich verschieden; sie beginnt mit der höchstgelegenen Zone, welche dem Altquartär angehören dürfte, und findet mit dem noch lebenden Wallriffe ihren Abschluß. Die obengenannten Ebenen werden von den jüngsten Bildungen, den Alluvien, bedeckt, während Laterite nur sehr selten angetroffen wurden.

Granit wurde anstehend nur östlich von Kaibobo am Ausgange der Pirubai angetroffen, und zwar war dies cordieritführender Biotitgranit. Außerdem sind noch Granitgerölle aus der Gegend von Wahai bekannt. Die Peridotite sind räumlich engstens mit den Gneisen und Glimmerschiefern verknüpft, in welchen sie stellenweise, z. B. im Menapele im südlichen Huamual, lagerartig auftreten. Infolge lokaler Anreicherung von akzessorischem Feldspat, die auf einen Zusammenhang mit den Gabbros hinweist, werden diese Peridotite als Tiefengesteine aufgefaßt. Am Batu Lobang, an der Südwestküste von Huamual, wurde etwas Diorit anstehend gefunden, an welchem ein großer Wechsel in der Struktur auffällt. Es wird die Vermutung geäußert, daß diese Diorite nichts anderes sind als „umfangreiche Ausscheidungen des in nächster Nähe anstehenden Peridotits“. An der Südspitze von Huamual, von Kap Sial nordwärts, wurde Augitandesit angetroffen, der wahrscheinlich submarin abgesetzt wurde, worauf auch die auflagernden Karangbildungen hinweisen.

Daß Strandverschiebungen stattgefunden haben wird durch die hochgelegenen Korallriffe, durch Terrassen und Hohlkehlen erwiesen. Im Süden erreichen dieselben einen Betrag von 200—300 m. Auch Mergelabsätze im Unterlaufe des Toluarang in Wahai zeigen an, daß dessen Mündung früher etwa 60 m höher gelegen hatte.

In der Publikation MARTIN's folgt nun die Zusammenstellung der sehr wertvollen Einzelbeobachtungen, auf welche hier nicht näher eingegangen werden kann. Es sei nur erwähnt, daß zunächst ein Profil quer durch die Insel besprochen wird, welches dem Marsche von der

Elaputibai nach der Bai von Sawai entspricht. Es folgen dann „Beobachtungen an der Nordküste“, Aufzeichnungen „im Süden von Groß-Seran“, endlich der Bau der Halbinsel Huamual und der Insel Buano. Das Ergebnis all dieser Untersuchungen ist in folgendem zusammengefaßt: „Das Grundgebirge und die jüngeren Sedimente folgen einander in großen Zügen derart, daß man von Süd nach Nord fortschreitend vom Liegenden ins Hangende gelangt; nur der Karang, als küstennahe Bildung, und die jüngsten Sedimente machen in dieser Beziehung eine Ausnahme. Indessen ist die Grauwacke in beschränkter Ausdehnung auch an der Südküste von Groß-Seran entwickelt. Durch diese Verteilung der Formationen ist bereits ein der Längsrichtung der Insel entsprechendes Streichen angedeutet; doch läßt sich dasselbe im einzelnen nur unklar erkennen, da alle Gebirgslieder vom Karang nach abwärts sehr gestörte Lagerungsverhältnisse zeigen.“

„Buru und seine Beziehungen zu den Nachbarinseln“ erschien als letzte Lieferung des MARTIN'schen Reisewerkes im Jahre 1903. Wir finden hier zunächst wieder eine geographische Schilderung der Insel, soweit sie durch des Autors Bereisungen erschlossen wurde. Die Querung des mittleren Buru wurde im Norden am G. Pitigawa begonnen und im allgemeinen die Richtung des W. Nibe nach aufwärts verfolgt, bis bei 749 m Seehöhe der Wakollosee erreicht wurde. Südlich davon wurde die Wasserscheide, der G. Tagalaggo, bei 1065 m Höhe überschritten, und nun ging es über die Quellbäche des W. Mala hinweg und über ein wellig-hügeliges Plateau — vom Autor Malahochebene genannt — an die Südküste der Insel. Das nordöstliche Buru wird durch den Gebirgsrücken des 1410 m hohen Batubua charakterisiert. Dieser bildet die Wasserscheide zwischen dem Flußgebiete des W. Lata einerseits und anderseits der Flüsse Lea und Assel. Östlich hiervon ist der Gipfel Kakusan oder Ploi dem Hügellande aufgesetzt, dessen Höhe 500 m übersteigen soll. Dieses ganze Gebirgsland wird unter dem Namen Kajeligebirge begriffen. Weiter im Westen zieht der größte Fluß Burus, Waë Apu, seine Mäander. Er ist in ein Savannenland eingebettet, das stellenweise in typische australische Waldsavanne übergeht und in dessen Umrandung einzelne Hügel hervorragen, wie der 114 m hohe Kubalahin. Das nordwestliche Buru trägt das höchste Gebirge der Insel,\* das im Kapala Madang 2600 m erreicht. Von den zahlreichen angeführten Flüssen kennt Verf. zumeist nur die Mündung. Auf einen schmalen flachen Ufersaum folgt an der Nordküste ein Hügelland, das sich landeinwärts bis etwa 800 m erhebt. Von den vielen genannten Flüssen sind W. Ili und W. Nibe die bedeutendsten. Vom weiteren Verlauf der Küste gegen Osten ist die Klippe Tj. Batu Noha zu erwähnen, das am weitesten nach Norden vorspringende Kap von Buru, sowie die Bai von Djikomarasa bei Leliali, ein Küstensee, der durch einen Kanal mit dem Meere in Verbindung steht. Die Südwestküste Burus zeigt eine eigentümliche Zweiteilung: von der Gegend von Tifu und Mefa gegen Osten sieht man eine Steilküste sich entwickeln, gegen Westen dagegen dehnt sich eine

ganz andere Bildung: „ein bewaldetes, 200—300 m hohes, flachwelliges, allmählich seewärts abfallendes Gebirge; davor ein sandiger Strand, hin und wieder von unbedeutenden Klippen unterbrochen.“

In dem Kapitel „Einzelbeobachtungen“ wird zunächst ein Profil durch die Insel Buru besprochen, welches der Querung vom G. Pitigawa nach Tifu entspricht. Das Gebirgsland von der Nordküste bis zum See Wakollo wird vorherrschend aus kristallinen Schiefen zusammengesetzt, und zwar nach der Häufigkeit der Gesteine geordnet aus: Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, dann untergeordnet Chloritschiefer und Kalkglimmerschiefer und in geringer Verbreitung Phyllit. Das Streichen der Schieferformation ist im wesentlichen W.—O., wenn auch Abweichungen vorkommen. Der Wakollosee wird ganz von Alluvien umgeben. Südlich davon bis zum Tale des W. Mala stellen sich dann Grauwacken ein, welche auch den 1065 m hohen Gunung Tagalaggo an der Wasserscheide zwischen Nord und Süd zusammensetzen. Diese Grauwacke kann einerseits in sandsteinartige Ablagerungen übergehen, andererseits gesellen sich auch Schiefertone dazu. Von der Malahochebene angefangen ziehen sich dann bis hinab an das Meer Kalksteinschichten, die unter dem Namen „Burukalk“ zusammengefaßt werden, und von welchen weiter unten noch die Rede sein soll. Auch an der Südküste, soweit sie begangen werden konnte, wurde durchgehends Burukalk gefunden, in welchen bei Kawiri eigentümliche in die Länge gezogene Strudellöcher eingegraben gesehen wurden. Östlich von Tifu wurde auch anstehender Andesit beobachtet. In der Nordwestecke von Buru ist wieder Burukalk das herrschende Gestein, und erscheint wieder in starker Faltung und sehr komplizierten Lagerungsverhältnissen. Unter den Geröllen des W. Sifu seien außer den Globigerinenkalken, welche dem Burukalk zuzurechnen sind, ganz besonders Stücke eines Aptychenkalkes hervorgehoben, in welchen sich *A. laevis* H. v. MEY. fand. Andere kleine Geschiebe von bituminösem, kohligem Schiefer enthielten undeutliche Abdrücke von Ammoniten. Auf Pulu Foggi, Pulu Tenga und Pulu Tomahu wurden jedenfalls jüngere, aber fossillere Sandsteine, Konglomerate und Sandkalk anstehend gefunden. Das nordöstliche Buru und die Nordküste wird fast ausschließlich von Gneisglimmerschiefer, typischem Glimmerschiefer mit untergeordneten Phylliten und Quarzitschiefern gebildet; so am G. Medelō, an der Bai von Djikomarasa, im Gebiete des W. Apu und am Gebirgsrücken des Batubua. Nur die Bai von Djikomarasa wird bei Leliali durch eine von Korallenkalk gebildete Brandungsterrasse (Karang) vom Meere getrennt. Am Wege von der Bai von Kajeli auf den Kakusan verläßt man im Tale der W. Papaipu den Kalkglimmerschiefer und kommt in Grauwacke, die jener südlich vom Wakollosee vollkommen ähnlich ist. Der Gipfel des Kakusan selbst ist aber wieder aus Burukalk zusammengesetzt.

Der Burukalk wird von MARTIN folgendermaßen charakterisiert: „Dichte oder sehr feinkörnige, weiße, hellgraue oder bunte Massenkalk und wohlgeschichtete Kalksteine mit Einschlüssen oder dünnen Schichten von Hornstein, häufig ganz versteinungsleer, an anderen Orten reich an

Globigerinen; die Hornsteine von Radiolarien erfüllt; undeutliche makroskopische Reste von Organismen äußerst selten. Der Hauptsache nach eine Tiefseebildung, welche mit komplizierten Lagerungsverhältnissen im Hangenden der Grauwacken auftritt. Alter unbekannt.“ Man ersieht daraus, daß der unter dem Namen Burukalke zusammengefaßte Gesteinskomplex eine große petrographische Mannigfaltigkeit aufweist. Bei der Querung der Insel Buru wurde die Beobachtung gemacht, daß immerhin eine fazielle Zweiteilung dieser Ablagerung möglich erscheint. Zunächst südlich vom See Wakollo enthalten die Burukalke nur verhältnismäßig wenig Hornstein, dessen Reichtum nach Süden zunimmt, dafür findet man auch makroskopisch sichtbare Versteinerungen, wie Bryozoen und vermutlich Korallen. Die Kalksteine an der Küste dagegen sind von Globigerinen mit vortrefflich erhaltener Schalenstruktur erfüllt, und fallen bereits durch ihre bunte Färbung in die Augen. MARTIN folgert daraus, daß die landeinwärts gelegenen Kalke des oberen Malahochlandes küstennahe Bildungen darstellen, während die Burukalke der Küste als küstenferne Bildungen anzusehen seien. Interessant ist auch die Parallelisierung mit den Ablagerungen auf Seran. Dasselbst wurden unterschieden: 1. Kalksteine der Wasserscheide, 2. Kalksteine von unbekannter Stellung, 3. Kieselkalkformation, 4. bunte Globigerinenkalke. Damals wurde auch schon die Wahrscheinlichkeit ausgesprochen, daß die Bildungen sub 1 und 2 und ebenso jene sub 3 und 4 einen engeren Zusammenhang besitzen dürften. So ergibt sich die Parallelisierung von selbst. Die Schichtgruppen 1 und 2 entsprechen den hornsteinarmen Kalken des oberen Malahochlandes und sind somit als küstennahe Bildungen zu betrachten. Die Kieselkalkformation findet ihr Gegenstück in der hornsteinreichen Gruppe des Burukalkes, und die beiden Globigerinenkalke parallelisieren sich von selbst; nur daß jene von Buru ebenfalls durch Hornsteinführung ausgezeichnet sind, bedeutet einen Unterschied. Das Resultat aber ist, daß die ganze Serie der Burukalke auch auf Seran vertreten erscheint.

In dem Kapitel Geognostische Übersicht sehen wir genaue Daten über petrographische Beschaffenheit, Fossileinschlüsse und Vorkommen der einzelnen Gesteine zusammengestellt und zwar:

Kristalline Schiefer und Phyllite (Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Kalkglimmer-, Amphibol- und Chloritschiefer, Phyllit).

Grauwacke.

Sandsteine mit eingelagerten Kalkbänken, von Ambon. Burukalk.

Mesozoische Versteinerungen.

Jüngere Kalksteine.

Junge Sandsteine, Konglomerate und Sandkalke.

Alluvium.

Massengesteine (Granit, Porphyrit, Diabas, Glimmerandesit).

In dem letzten Abschnitte Allgemeines finden sich Anführungen über: Einbrüche, Neovulkanische Gesteine, Heiße Quellen

und Hebungen, und endlich kommt Verf. zu folgenden Schlußfolgerungen:

1. „Der Eindruck, den die Karte hervorruft, als ob östlich von Buru eine Scholle der Erdkruste nach Nord gezerrt sei, ist unrichtig, denn die Nordküste von Buru stellt geognostisch keineswegs die direkte Fortsetzung der Nordküste Serans dar.

2. Sowohl nördlich von Seran als von Buru sind Teile der Erdkruste niedergebrosen; doch erstreckte sich der Abbruch bei Buru weiter südwärts.

3. Umgekehrt reichten im Süden von Seran die Einbrüche weiter nordwärts als bei Buru. Damit steht die Bildung der Piru- und Elpaputibai in Verband, wobei Huamual als Horst stehen blieb.

4. Die Entstehung der Bai von Sawai, sowie derjenigen von Kajeli, Tifu und Mefa, endlich auch der Wanne, in welcher der Wakollosee gelegen ist, läßt sich durch Einbruch erklären.

5. Die Einbrüche sind schwerlich gleichalterig, vermutlich auch der Art ihrer Entstehung nach ungleichwertig. Die Bruchlinien haben im einzelnen einen sehr unregelmäßigen Verlauf, fallen z. T. mit der heutigen Ufergrenze der Eilande zusammen und sind hier mehrfach durch das Auftreten heißer Quellen angedeutet.

6. Ein schematischer Ausdruck für den Verlauf der Bruchlinien läßt sich bis jetzt nicht finden, und die Existenz konzentrisch verlaufender Spaltensysteme in dem hier behandelten Gebiete ist nicht nur unerwiesen, sondern nach den vorliegenden Beobachtungen sogar höchst unwahrscheinlich. Das gilt auch für den Graben, welcher das südliche Seran von Ambon und den Uliassern trennen sollte.

7. Auf der Zone der tiefsten Zerrüttung drangen noch in tertiärer Zeit Eruptivgesteine hervor. Ein großer Teil derselben gehörte ursprünglich dem Wassergebiete an; es fanden untermeerische, mit starken Explosionen verbundene Ausbrüche statt.

8. In jungtertiärer und quartärer Zeit haben sich Riffe auf den neovulkanischen Gesteinen angesiedelt, welche infolge negativer Strandverschiebung mehr als 500 m über den Meeresspiegel hinausgerückt wurden.

9. Diese Strandverschiebung ist als Hebung zu bezeichnen; sie läßt sich vielleicht durch die Annahme erklären, daß die sinkenden Schollen der tiefen Bruchfelder auf peripherische Magmaherde drückten, andere Massen desselben Herdes emporpreßten und so das Ansteigen der Inseln im Umkreise der Senkungsgebiete veranlaßten.“

Die Beilage enthält noch einen Aufsatz des Prof. Dr. J. M. VAN BEMMELN: Untersuchung des Wassers vom Ajer Panas auf Saparua und vom Gassit auf Buru.

Zahlreiche Abbildungen, Profile und Karten tragen viel zur Veranschaulichung bei.

L. Waagen.

F. v. Richthofen: Geomorphologische Studien aus Ostasien. (Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Berlin. 1901.)

—: Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ostasiens. (Ebenda. 1900.)

—: Geomorphologische Studien aus Ostasien. III. Die morphologische Stellung von Formosa und den Riukiu-Inseln. (Ebenda. 1902.)

—: Geomorphologische Studien aus Ostasien. IV. Über Gebirgskettungen in Ostasien, mit Ausschluß von Japan. V. Gebirgskettungen im japanischen Bogen. (Ebenda. 1903.)

Die in knappster Form geschriebenen Studien v. RICHTHOFEN's sind nicht leicht zu einem Referat zu verarbeiten. Sie enthalten aber eine solche Fülle anregender Gedanken und wichtiger Sätze, daß wir auch eine etwas ausführliche Wiedergabe glauben rechtfertigen zu können, um so mehr, als v. RICHTHOFEN hier seine ganz eigenen Wege geht und trotz vielfacher Berührung mit SUESS doch in fundamentalen Auffassungen von ihm abweicht.

Der innere Bau Ostasiens enthält zwei verschiedene Gruppen von Bestandteilen, ein archaisches Grundgebirge und eine auf dessen abgeschliffenen Formen ruhende Decke altpaläozoischer Absätze. Die alten Gneise und Gneisgranite streichen in Schantung NNW.—SSO., östlich von Baikal WNW.—OSO., sonst vorwaltend in sinischer Richtung, d. h. W. 30° S.—O. 30° N. Nur im Tsinlingschan sind auch diese Bestandteile durch nach S. gerichteten Schub zu äquatorial gerichteten Zügen zusammengestaucht, und zwar schon in sehr früher Zeit, da die sinisch gerichteten Züge sich ihm bogenförmig anschmiegen.

Die altpaläozoische Decke lagert horizontal und ungebrochen im Lena-Olenek-Lande. Für den Rest des Gebietes bildet der Tsinlingschan und seine ideale östliche Fortsetzung eine Scheide; nördlich von ihm herrschen Verwerfung und Schollenstruktur, südlich setzen Faltungen im sinischen Streichen ein. Zugleich werden hier die Sedimente des Deckgebirges durch jüngere paläozoische und altmesozoische marine Schichten vervollständigt.

Unabhängig von dem inneren Bau verlaufen die großen Landstaffeln, mit denen das binnenländische Ostasien sich gegen das maritime abschließt. In jeder Landstaffel verbindet sich ein annähernd meridional gerichtetes Stück mit einem äquatorialen zu einem Bogen, und wenn man die meridionalen Komponenten überblickt, so liegen sie im ganzen wieder konform einem größten Kreise der Erdkugel, welcher den Äquator etwa in 95° O. (Gr.) schneidet und den 60.° n. Br. in ca. 185° O. tangiert.

Diesen Landstaffeln liegt nicht tangentialer Zusammenschub, sondern Zerrung zugrunde. Immer liegt im O. der Staffel gesenktes Land; Ausbruchsgesteine sind aus den Außenrandzonen wie aus dem Gebiet der Teilstaffeln, welche öfter an Stelle der einen großen treten, bekannt. Die äquatorialen Stücke der einzelnen Bögen entsprechen im Verlauf dem

inneren Aufbau; die Störungen, welche ihnen zugrunde liegen, reichen z. T. noch in präkambrische Zeiten zurück. Die meridionalen Brüche sind jünger, jedenfalls nicht älter als die Trias und mit Rücksicht auf die Ausbildung der Flußsysteme sogar als recht jugendlich anzusprechen. Sie greifen auch in die äquatoriale Komponente jedes nördlich vorliegenden Bogens über. Ein südwärts gerichtetes Zurückweichen der Erdrindenteile, welches seine Kompensation im Aufstau des Tsinlingschan fand, rief die äquatorialen Absenkungen (nördlich des genannten Gebirges) hervor; die Bildung der meridionalen Bogenteile beruht auf einem Zurückweichen der asiatischen Randgebiete gegen den Pazifischen Ozean hin.

Hydrographisch, verkehrsgeographisch und klimatisch bildet die Bogenreihe eine Scheide von großer Bedeutung.

Es werden unterschieden:

Der Yünnan-Bogen und die Landstaffel von Südost-Yünnan.

Der Hukwang-Bruch und die Kwei-Staffel.

Der Honan-Bruch und die Tsinling-Staffel.

Der Bogen (Randschwelle) des Tai-hang-schan und die Landstaffel von Süd-Schansi.

Die ostmongolische Landstaffel und der Khing-an-Bogen.

Die ostsibirischen Bogenlinien und Landstaffeln.

Der innere Bau dieser Landstaffeln ist sehr verschieden. Yünnan und Kweitschou sind horstartige paläozoische Kalkmassive, deren Gebirgsbau nicht näher bekannt ist. Im östlichen Yünnan kann man nach der Anordnung der Gebirgszüge staffelförmiges Absinken nach O. (gegen die Beckenlandschaft von Kwangsi) annehmen; nach Kweitschou scheinen sinisch gerichtete Falten fortzusetzen. Innerhalb des Honanbruches dominiert das große Tsinling-Faltengebirge, die Fortsetzung des Kwenlun (WzN.—OzS.), dem sich im N. hohe Gebirgszüge anschließen, die seit dem Beginn des Kambriums nicht von Faltung berührt sind, wohl aber zonale Absenkungen nordwärts geneigter Streifen erkennen lassen (Entstehung von Rostgebirgen, vulkanische Ausbrüche). Das vom Tai-hang-schan-Bogen umgrenzte Schansi (1600—1700 m) ist karbonisches Tafelland mit reichen Flötzen, das sich nach O. in Staffelbrüchen, nach S. in eine Flexur senkt.

In der ostmongolischen Landstaffel, deren aufgebogener Rand als Khing-an bezeichnet wird, ragen einzelne Bergzüge mit sinischem Streichen aus dem verhüllten Untergrunde auf, die von den nordchinesischen Rostgebirgen im Bau nicht wesentlich verschieden zu sein scheinen.

Der Süd-Stanowoi-Bogen umzieht ein altpaläozoisches Tafelland; vom Inneren des Nord-Stanowoi-Bogens ist zu wenig bekannt.

In den meridionalen Stücken der Bögen ist am Tai-hang-schan der Staffelbruch als Form der östlichen Absenkung erwiesen, für die anderen Bögen ist er wahrscheinlich; der Betrag der Absenkung ist wahrscheinlich überall beträchtlich höher als 2 km.

Da Meeressedimente von jüngerem als triasischem Alter fehlen, ist die Altersbestimmung der Brüche schwierig; da die meridionalen Komponenten aber die Faltenzüge des Ta-pa-schan durchschneiden, welche

frühestens zu Beginn der Triaszeit entstanden, so ist damit eine Grenze nach rückwärts gesetzt. Da ferner Sandsteine von vermutlich mesozoischem Alter niedergebrochene Teile bedecken, so kann der Beginn der Bruchanlage auch kaum viel später als die Triaszeit zu setzen sein. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß die Bruchbildung bis in sehr junge Zeit, vielleicht bis heute, sich fortgesetzt hat; die unfertige Ausgestaltung der Flußtäler im W. der Staffeln läßt erkennen, daß die jetzige Erosionsbasis noch kein hohes Alter hat.

Seewärts schließen sich an die bogenförmig abgegrenzten Landstaffeln die Küstenbogen an, deren gleichmäßig wiederkehrende Form ein auffallender Zug des asiatischen Kontinentes ist; auch sie beruhen auf Staffelformbildung, sind von einem randständigen, ozeanischen Staffelfall begrenzt. Daß stellenweise bedeutende Abweichungen vorkommen, liegt daran, daß die Niveaufläche des Meeres alle tiefer gesenkten Teile überdeckt, während die binnenländischen Bogen in ihrem ganzen Verlauf überblickt werden können, trotzdem sie viel bedeutendere Unregelmäßigkeiten zeigen.

Es werden unterschieden:

Der Doppelbogen der Stanowoi-Küste von der Gischigabai bis zur Mündung der Uda.

Der tungusische Küstenbogen bis Ham-heung in Korea. Im N. fast buchtenlos, nur im S. echte Riasküste (Wladiwostok). Ein kurzes Zwischenstück, die Tugur-Querküste, trennt ihn von dem vorigen. Zwischen den Kaps Poworotni und Mong-pai-Kot hat der Bogen einen Einbruch erlitten.

Der koreanische Küstenbogen von Wönsan bis zum Cap im O. von Fusan. Ein niedergebrochenes Bogenstück ist durch Verlängerung der Bogenlinie um Quelpaert herum bis zu den Saddle-Inseln zu ergänzen.

Der koreanische Bogen durchschneidet die Linien der inneren Struktur des Landes; östlich der Bruchlinie ist das Land mindestens 2000 m gesunken, westlich hebt es sich zu einer dem Bruch parallelen Randschwelle. Die Absenkung kann nicht alt sein, da auch hier die Flüsse ihre Gefällskurve noch nicht ausgestaltet haben. Seither ist das Meer gestiegen, und hat die Unterläufe der Täler überschwemmt und steigt noch jetzt, da die Schlammbänke bis zur Fluthöhe reichen und kein Festland bilden. Das Gelbe Meer ist ein von dem Durchbruche ausgehendes Ingressionsmeer.

Der chinesische Küstenbogen im regelmäßigen Verlauf bis Haiphong (Nordrand des Deltas des Songka), die ausgedehnteste aller Riasküsten. Die Bogenform ist ganz unabhängig von der inneren Struktur des Landes.

Die positive Strandverschiebung dauert auch hier noch fort; die Schlammbänke liegen im Niveau der Flut und werden bei Ebbe entblößt.

Der annamitische Küstenbogen ist zwar in seinem NW.—SO.-Schenkel der inneren Struktur des von ihm umschlossenen Landes einigermaßen parallel, durchschneidet aber deren Linien auf der ganzen Strecke von Kap Varela bis Kap St. Jacques. Die alte Riasgliederung verwischt

sich aber, da das Meer im Rückgange ist, wie alte Korallenbänke bekunden, und Schwemmland die Felsvorsprünge verbindet.

Die Absenkung der maritimen Landstaffeln an den kontinentalen scheint im N. derart vor sich gegangen zu sein, daß lediglich der innere, der kontinentalen Staffel benachbarte Teil sank, denn die Höhe der ozeanischen Staffelländer ist dadurch nicht beeinflusst. Das Grundgebirge steigt im Sikhota und im koreanischen Küstengebirge ebenso hoch an wie im Khing an und im Gebirge von Schansi. Diese Absenkungen sind gegenüber den kontinentalen als primäre zu bezeichnen. Als Grundursache wird die auf isostatischen Tendenzen beruhende Vertiefung des Pazifischen Ozeans angegeben (1901). Weit im O. treten die Inselkränze heraus als die Krönung von Stauffalten, welche das gegen die Tiefe drängende Kontinentalmassiv hervorbrachte. Es überwallt den ozeanischen Boden und drängt ihn noch weiter in die Tiefe; der faltigen Stauung folgt die Überschiebung. Aber auch die ostasiatischen Inselbögen sind nur die Innenseiten von Faltungsgebirgen; die gefalteten Außenzonen verraten sich vielleicht in den verborgenen Landschwellen, die auf bathymetrischen Karten hervortreten (vergl. aber p. 123).

Für die Erklärung der äquatorwärts gerichteten Zerrungen vom Kwenlun—Tsinling an könnte ganz hypothetisch an eine Änderung in der Geschwindigkeit der Erdrotation und dadurch bewirkte Massenumsetzung gedacht werden, jedoch betont v. RICHTHOFEN, daß es sich nur um einen zaghaften Versuch der Erklärung handelt, der auch nicht weiter ausgeführt wird.

Wenn man von den großen Landstaffeln und den Bogenlinien der ostasiatischen Küsten, deren Ausgestaltung die Wirkung zerrender Kräfte zu sein scheint, zu den nach O. vorliegenden Inselbögen übergeht, so bemerkt man, daß Formosa sich wie ein fremdes Element zwischen ein nördliches und ein südliches Bogensystem einschiebt, ja es ist sogar ausgesprochen, daß ihre Gebirge im Gegensatz zu einer ganz Ostasien beherrschenden Regel die konkave Seite nach O. wendeten. Es wird in der vorliegenden Studie eine Analyse der scheinbar abnormen Verhältnisse gegeben und speziell die Beziehung zum Riukiu-Bogen erörtert. Für diesen läßt sich (nach YOSHIWARA) feststellen, daß seine Inseln sich in zwei allerdings stark unterbrochene Zonen verteilen, deren Kurven annähernd parallel verlaufen, bei der Annäherung an Formosa aber sichtlich auseinandergehen. Die äußere Zone trägt die Merkmale tangentialen Zusammenschubes, welcher den paläozoischen Kern beherrscht und auch noch in die tertiäre Außenrandzone übergreift; die innere Zone besteht aus vulkanischen Inseln, welche auf Zerrung und Spalten im Rücken des Gebirges schließen lassen.

Das nördlich vorliegende Kiushiu ist nicht die unmittelbare Fortsetzung des Inselbogens. Sein altes Grundgerüst ist nach der sinischen Faltungsrichtung gebaut und findet, nach allerdings gewaltiger Unterbrechung, wohl im südlichen China seine Anknüpfung und Fortsetzung. Im „Kuma-Gebirge“ des südlichen Kiushiu (der Name wird durch v. RICHT-

HOFEN eingeführt) beteiligen sich paläozoische Schichten meist unbestimmten, z. T. wohl kambrischen Alters, die nach oben von Fusulinengesteinen abgeschlossen werden, im N. herrschen archaische, stark abgetragene Massen, auf denen in weiter Verbreitung tertiäre und wohl auch kretazeische Schichten (mit Inoceramen) und vulkanische Gebilde auflagern. Auch im S. sind diskordant aufgelagerte, nachträglich schwach gefaltete Gesteine der oberen Kreide (Amaksa-Gruppe) bekannt.

Die tektonischen Linien sind anders gerichtet im Riukiu-Bogen und jünger, aber doch nicht ohne Einfluß auf Kiushiu. Die Bruchlinie, an welcher das Vorland des äußeren Inselbogens zur Tiefe sank, schneidet auch das SW.—NO. streichende Gebirgsgerüst des südlichen Kiushiu ab und bis über den Kirishima hinaus nach N. macht sich das Eingreifen der vulkanischen Vorgänge auf der Rückseite des Inselbogens auch in Kiushiu bemerklich. Die langgestreckte Kagoschima-Bai, welche den südlichen Teil des alten Gebirgslandes in zwei Flügel zerlegt, ist auf sie zurückzuführen, und zu verschiedenen Zeiten war die in der Verlängerung des Riukiubogens liegende Region der Schauplatz äußerst heftiger vulkanischer Ereignisse. Noch nordwärts vom Kirishima trifft man den wallartig ansteigenden Rest einer alten Somma (Nagasaka-Wall), und Kirishima, Sakuraschima und Kaimondaki liegen auf einer Linie, welche genau auf die Vulkaninsel Iwogashima zuführt. Nördlich des Kuma-Gebirges beginnen nochmals ausgedehnte Regionen vulkanischer Gesteine, doch sind sie hier schon nach anderen (ostwestlichen) Leitlinien angeordnet und wohl ohne Beziehung zu dem besprochenen Inselbogen.

Wesentlich anderer Art ist das Verhältnis des Riukiu-Bogens zu Formosa. Bei der Beurteilung des inneren Aufbaues dieser Insel hat man vom gegenwärtigen Verlauf der Wasserscheiden abzusehen. Es ergibt sich dann, daß der nördlichste Teil der Insel (vom Kap Domkaku an) von einer ganz anderen Streichrichtung beherrscht wird, wie der südliche, nämlich von der W.—O.-Richtung. Die Schichten (zu dem unbestimmt paläozoischen Chichibu-System und älteren Tertär gehörend) fallen nach N.; miozänes Tertiär lagert sich mantelförmig an. Wir treffen hier also die Streichrichtung des äquatorialen Abschnittes des Riukiu-Bogens wieder, und ganz im N. auf vulkanische Gesteine, welche sich durch die Agincourt-Inselgruppe in Verbindung mit der inneren vulkanischen Zone des Riukiu-Bogens bringen lassen. Südlich Domkaku herrscht das Streichen N. 20° O.—S. 20° W., dem auch die sogen. Taitō-Furche folgt, mit welcher das Taiwan-Gebirge im O. scharf endet; östlich von ihr liegt die ganz aus neogenen Gesteinen und vulkanischem Material aufgebaute Taitō-Kette, westlich das in seinem Kern aus archaischen und problematischen Gesteinen zusammengesetzte Taiwan-Gebirge, dem sich eine hochaufgerichtete Tertiärzone, dann eine tertiäre Hügellandschaft und schließlich die quartäre Abdachung gegen die Westküste mit sehr hochliegenden Korallenriffen (bis 323 m) und mächtigen Schottern (bis 500 m hoch) anschließen. Es herrscht im ganzen ein gegen OSO. gerichteter Zusammenschub, im Domkaku-Zuge ein solcher von N. gegen S. Daß die Taitō-Linie mit einem

Bruch zusammenfällt, wird durch die vulkanischen Gebilde wahrscheinlich; auch im Rücken des Taiwan-Gebirges deuten die Pescadores-Inseln das Vorhandensein einer vulkanischen Zone an. Die Absenkungen längs der Taitō-Linie schneiden das Domkaku-System ab, quer gegen sein Streichen, und stehen auch wohl noch mit den Querstörungen in Verbindung, welche in der Sakishima-Gruppe nachweisbar werden. So sieht man auch hier, daß der äquatoriale Teil des Riukiu-Bogens von jüngeren, meridional gerichteten Dislokationen betroffen wird, welche von einem südlich folgenden Bogen ausgehen. Im N. greift der Riukiu-Bogen aktiv in die Ausgestaltung von Kiushiu hinein, im S. steht er passiv ähnlichen Dislokationen gegenüber, die von Formosa ausgehen.

Die vierte Studie (1903) bringt gewissermaßen eine Abrechnung.

Die von SUSS eingeführten Begriffe der „Scharung“ und der „Virgation“ werden in ihrer Anwendung eingeschränkt. Die „Scharung“ im engeren Sinne, bei der zwei homologe Faltungsgebirge sich in konvergierender Bogenform vereinigen, ist zu unterscheiden von dem in Ostasien häufigen Fall, daß ein kleineres Gebirge sich einem größeren anschmiegt und mit ihm zu einem Ganzen vereinigt. Und ebenso ist von der „Virgation“, dem polytomen Auseinandergehen eines zusammengesetzten Gebirges an seinem Ende wohl zu unterscheiden das gliedweise sich vollziehende Ablösen einzelner Ketten von einem Hauptstamm.

v. RICHTHOFEN präzisiert in lapidaren Sätzen seine Lehre von der Tektonik der Gebirge. Tektonische Linien sind die Schnittlinien tektonischer Trennungsflächen mit der Erdoberfläche. Die Deformationen, auf welche sie zurückgehen, können in differentieller Vertikalverschiebung (Schwellung, Senkung, Torsion) oder auf Zusammenschub (Schrumpfung der Unterlage) oder auf Auseinanderzerrung (Dehnung der Unterlage) beruhen. Bei Bruch und einseitiger Absenkung (Fall der Zerrung) kann in den der Oberfläche zunächst gelegenen Teilen Flexur durch Schleppung eintreten. Zusammenschub ist charakterisiert durch Bruch und Überschiebung, oder Faltung und Überfaltung.

Benachbarte Erdrindenteile von sehr verschiedener tektonischer Vorgeschichte können durch spätere, einheitliche und gleichsinnige Bewegungen ergriffen und zu einer morphologischen Einheit verbunden werden, die in der Regel Bogenform haben wird. Zwei Kategorien von Bogengebirgen sind möglich:

1. Der Stauungsbogen oder der Alpentypus. Bei großer Verschiedenartigkeit der inneren Gebirgstelle zeichnet sich die Außenzone durch Einheitlichkeit aus. Die Zonen der Stauung sind frei von gleichzeitigen Ausbrüchen von Tiefengesteinen (während solche vielfach sich mit den Senkungen auf der Rückseite des Gebirges verbinden). Dieser Typus mag in den Inselzügen Ostasiens vertreten sein, nachgewiesen ist er noch nicht; dem ostasiatischen Festland fehlt er. Der gefaltete Tsin-ling-schan, ein Rumpf aus alter Zeit ohne Bogenform und Außenzone, ist ein Typus ganz für sich.

2. Der Zerrungsbogen oder der ostasiatische Typus. Seit voralgonkischer Zeit herrscht nördlich vom Tsin-ling-schan die Neigung zu Rupturen, welche auf Zug nach SSO. beruhen und der sinischen Richtung (ca. W.  $30^{\circ}$  S.—O.  $30^{\circ}$  N.) folgen (Bildung von Gebirgsstreifen und Rostgebirgen). Seit der permischen Zeit bilden sich, einem Zuge nach O. folgend, Bruchzonen größten Stils, welche als größte Kreise angelegt sind, aber durch Interferenz mit den sinischen Bruchlinien eine Zerlegung in einzelne Bogenstücke erfahren, in denen je ein mehr äquatorialer Teil (sinische Richtung) mit einem meridionalen sich kettet. Diese Bogen sind die Randanschwellungen großer, nach innen schüsselförmig sich abdachender, nach außen steiler Schollen, sogen. „Landstaffeln“, und werden von Ausbrüchen von Tiefengesteinen begleitet (Gegensatz zum alpinen Typus).

Die Bruchlinien in den meridionalen Schenkeln der Bogen verlaufen unabhängig von der inneren Anordnung und durchschneiden den geologischen Unterbau, häufig abweichend von der Streichrichtung (Riasküsten). So schneiden sie auch das Gebirge des Tsin-ling-schan scharf ab und tragen die Tendenz zur Bogenbildung auch in das südlich von ihm gelegene Faltenland, in welchem die nördlich vom Tsin-ling-schan herrschenden Brüche in sinischer Richtung nicht mehr hervortreten.

Drei Reihen von Bogen lassen sich in Ostasien unterscheiden. Die innere binnenländische Reihe ist fortlaufend und vollständig und scheidet das meerferne Binnenland von dem ozeanischen. Die Küstenbogen sind fortlaufend, aber unvollständig, da ein Teil des koreanischen Bogens versunken ist; sie scheidet das ozeanische Land vom Ozean. Die Kettungsreihe der Inseln ist unterbrochen, da ein Anschluß zwischen Formosa und den Philippinen nicht erkennbar ist; die Inselkränze bilden die Grenze des Kontinentalmassivs gegen das tiefe Becken des Pazifischen Ozeans.

Harmonisch sind die Kettungsreihen mit gleichsinnig gewendeten Bogenabschnitten (Ostasien), disharmonisch, wenn die Richtung der Bogen dem Sinne nach wechselt (karibischer Bogen und peruanisch-ecuadorischer, dinarischer und Alpenbogen). Konkordant ist eine harmonische Kettungsreihe, wenn ihre Komponenten sämtlich nur durch Zerrung oder nur durch Stauung ihre Bogenform erhielten.

Die Form der Kettung ist in Ostasien vor allem die Flanken-kettung oder flankenständige Bogenkettung, d. h. der eine Bogen trifft den anderen Bogen in die Seite, und zwar meist unter fast rechtem Winkel.

Eine andere Form von Kettung tritt in Beziehung zum Tsin-ling-schan auf. Dieser „Teiler von Ostasien“ ist durch südwärts gerichteten Schub entstanden und als fertiges Gebilde noch weiter südwärts geschoben. Mit ihm sind bogenförmige Teile verbunden, sowohl im N. wie im S., die ihre konvexe Seite gegen das Hauptgebirge kehren. Auf der Nordseite verwachsen sie ganz mit dem Tsin-ling, im S. bleiben sie selbständig, sind aber ihm gleichsam angeschweißt. Jene scheinen durch Schleppung ent-

standen zu sein (Schleppkettung, geschleppte bogige Kettung). diese durch passive Stauung, indem der südwärts drängende Tsin-ling-schan die Vorderseiten ihm entgegenstehender Falten zurückstaute (rückgestaute bogige Kettung, Rückstaukettung).

Schließlich werden noch die einem selbständigen Unterbau aufgesetzten epigenetischen Gebirge und ihre epigenetische Kettung mit der Unterlage unterschieden (Bandai-Bogen in Japan; Perlschnüre vulkanischer Inseln).

Bei der Flankenkettung läßt sich häufig beobachten, daß die tektonischen Linien des einen Bogens in das Gebiet des anderen fortsetzen (Übergreifen tektonischer Linien). Die Gebilde des äquatorialen Schenkels ließen sich oft weit über die Berührungsstelle hinaus nachweisen, während von dem meridionalen Schenkel wenigstens in seiner Richtung beharrende Brüche durch das vorliegende äquatoriale Stück hindurchstrahlen.

Als Beispiele für die Flankenkettung werden besprochen der tungusische und koreanische Küstenbogen, Süd-Stanowoi und Großer Khingan, Aleuten und Kamschatka, Kurilen und Yesso. In keinem dieser Fälle findet eine eigentliche Scharung statt (wie in dem bekannten Beispiel des Himalaya und des Hindukusch), sondern es liegt eine Durchkreuzung der Bogen zugrunde.

Der Äquatorialschenkel ist übergreifend, die Gefügelinien des Meridionalschenkels sind durchgreifend bei dem Bogen Nord-Stanowoi und Süd-Stanowoi (wahrscheinlich), dem Süd-Stanowoi und Khingan, dem äquatorialen Teil des Khingan selbst und dem Tai-hang-schan, dem tungusischen und koreanischen Bogen, Südwest-Japan und Riukiu-Bogen. Riukiu-Bogen und Formosa (wahrscheinlich).

Der meridionale Schenkel greift über, während das Gefüge des äquatorialen Spuren des Durchgreifens zeigt, bei den Kettungen Kamschatka-Aleuten und Yesso-Kurilen.

Die Schilderung des Baues von Korea greift auf Koto's vortreffliche Darstellung zurück (An orographic sketch of Korea. Journ. Coll. of Science-Imp. Univ. Tokyo. 19. 1903, 1—61. Mit einer tektonischen Karte 1:2000000). Hiernach zerfällt Korea zunächst in drei Teile. Der nördliche (Nordgrenze etwa Hamheung im O., Korea-Bai im W.) ist das Kaima-Plateau, zeigt im Bau seines archaischen Grundgerüstes dasselbe Streichen der Schichten und Bruchlinien wie Liautung (WSW.—ONO.), jedoch biegen die Brüche im O. allmählich zu reinerem NO. um. Südlich folgt ein gebrochenes Gebiet etwa bis zu der Linie Wönsan—Tschemulpo. Die sinisch-kambrische Platte ist in zahlreiche keilförmige Tafelschollen zerlegt und vulkanisch überschüttet. Südlich dieses „Grabens“ herrschten wieder archaische Massen mit sinischem Streichen (eingeschaltet Granitintrusionen).

Alle drei Elemente werden vom aufgebogenen Rand der koreanischen Landstaffel quer gegen ihr inneres Gefüge abgeschnitten, und durch zwei weitere große Parallelbrüche entstehen in dieser horstartigen Masse außer dem Küstenrücken noch der Thai-Paik-san-Rücken und der Inlandrücken (45—60 km von der Küste). Der letztere hat seinen Steilrand nach W.

Die langgestreckte Insel Tsuschima und der Bogen der Goto-Inseln sind die Fortsetzung des koreanischen Bogens nach Süden.

Westlich des Horstrückgrats herrschen im südlichen Korea minder bedeutende meridionale, nach SzW. abbiegende Brüche, und im südlichsten Teil, mit ihnen interferierend, Staffelbrüche in sinischer Richtung, deren Leitlinien für die Riasküste und die ihr vorgelagerten Inseln bedeutsam werden.

Bei der kurzen Charakterisierung der Flankenkettung Süd-Stanowoi—Khingän tritt v. RICHTHOFEN mit guten Gründen für die Beibehaltung des geographischen Begriffes der Yablonoi—Stanowoi-Schwelle ein (contra STUSS, Antlitz der Erde, III. Teil, p. 149—152).

Die Kettungen im Gebiet des Stanowoi und Khingan bleiben immerhin noch näher festzustellen; klarer liegen die Verhältnisse bei den Küstenbogen, und insbesondere ist die Kettung des tungusischen mit dem koreanischen Bogen nach KORO'S Arbeiten in helleres Licht gesetzt. Der tungusische Westflügel greift über den koreanischen Nordflügel, und die ihm angehörenden Brüche durchziehen das Kaima-Land und finden in Liautung ihre Fortsetzung. Zugleich aber ist das Gebiet von meridionalen Brüchen durchsetzt, welche in der nördlichen Fortsetzung der den Südhorst Koreas auslösenden Brüche liegen (durchgreifende Kettung).

In den Inselbogen steigt die Randschwelle der abgesunkenen Staffel über weit größeren Tiefen am Außenrande auf, und in den Inseln beteiligen sich auch mesozoische und tertiäre Schichten am Aufbau. Auch die Intensität vulkanischer Tätigkeit ist ein Symptom des jugendlichen Alters gegenüber den paläozoischen und archaischen Landstaffeln im W.

Der mit der Halbinsel Alaska beginnende Aleutenbogen endigt mit der Insel Agattu; die mit Vulkanen besetzte tektonische Linie stößt in ihrer Verlängerung fast rechtwinkelig auf die Vulkanenzone von Kamtschatka und die ihr wohl parallelen Strukturlinien (Graben und Rücken) der Halbinsel. Im Schnittpunkt der Linien ist vulkanisches Gebiet besonders breit, und fast genau in der Verlängerung der Aleutenlinie liegt der mächtige Vulkan Itscha (Itschanskaja Sopka). Wahrscheinlich setzt also die Bogenlinie durch die Hauptzone Kamtschatkas hindurch.

Die Kurilen verhalten sich analog. Ihre Doppellinie setzt an das Südende der Vulkanzone von Kamtschatka an und schwingt nach Yesso, in dessen Nähe auch die auf langer Strecke unterbrochene innere Linie wieder auftaucht. Auf Yesso setzt der Bogen noch ca. 200 km weit fort, zuletzt von O. nach W. (das vulkanische Tschischima-Gebirge Jimbos); wo er auf den algonkisch-paläozoischen Achsenzug Yessos trifft, erhebt sich der Vulkan Optateschke, es sind aber auch Spuren einer durchgreifenden Kettung vorhanden; die Schiribets-Gruppe in West-Yesso liegt in der Nähe der Kreuzung des verlängerten Kurilenbogens mit dem japanischen Bandai-bogen (s. u.).

Bei Kurilen wie Aleuten treten im Unterbau ältere Eruptivgesteine auf, bei beiden weisen Sedimentgesteine darauf hin, daß wir es mit kontinentalen Gebilden zu tun haben, in denen die Vulkane nur gleichsam

ornamental sind. Bei beiden treten auf der Innenseite Inseln auf, deren Schichten abweichend streichen.

Es wurde oben die Gruppierung der Flankenkettungen angeführt, je nachdem der äquatoriale oder der meridionale Bogenschenkel der übergreifende ist. Letzteres kommt nur bei den letztbesprochenen beiden Inselbogen vor. Scheidet man den Riukiu-Bogen mit seinen beiden Kettungen aus, so kann man die erste Gruppe als die kontinentale bezeichnen, in ihr üben das sinische Gefüge und ihm folgende Deformationen einen bestimmenden Einfluß auf die Einzelformen aus; sie sind das Ältere, Bleibendere, aber die meridionalen Bewegungen haben im großen mächtiger eingegriffen und die Umrißformen bestimmt. Bei den nördlichen Inselgruppen treten meridionale Struktur- und Störungslinien an die Stelle der sinischen. Das aus vorkambrischen Faltungen hervorgegangene innere Gefüge erfährt eine Schwenkung also erst am Außenrande des Kontinentalmassivs, in der Nachbarschaft der großen Tiefen des Ozeans. An den Stellen der Kettung treten keine Verzerrungen der Strukturlinien ein; beiderlei tektonische Linien durchdringen sich wie die Stäbe eines gekreuzten Gitters. Es schließt das jede Annahme eines von rückwärts erfolgten Schubes, überhaupt einer bedeutenderen Horizontalverschiebung aus; die Deformationen müssen an Ort und Stelle entstanden sein. Hierin liegt ein neues Moment für die Entstehung der Landstaffelblöcke und ihrer gebirgig aufgewulsteten Ränder durch Zerrung von O., wobei die sinische Struktur, verbunden mit der südwärts gerichteten Tendenz der Massenbewegung, die bogenförmigen Abschwenkungen herbeiführte. Der Niveauunterschied zwischen Mongolei etc. und der Tuscarora-Tiefe genügt, um eine Zerrung nach O. zu bedingen. [D. h. doch wohl nur, wenn durch einen bestimmten Anlaß, etwa sich steigernde Vertiefung des Ozeans, eine Seitenbewegung eingeleitet ist. Den von v. RICHTHOFEN vorausgesetzten Gewölbedruck kann man sich aber aus mehreren Gründen auch ausgeschaltet denken, und damit entfielen dann die Tendenz zu Massenbewegungen nach dem Ozean hin. Ref.] Dort, wo die zerrende Tendenz endigt, also in der Tuscarora-Tiefe, oder vielmehr bereits in der Abdachung nach ihr, würde die Region faltigen Zusammenschubs als Kompensation der Zerrung zu suchen sein. Man sieht, daß der Gedankengang hier in mancher Beziehung REYER'schen Ausführungen parallel läuft, auf die auch gelegentlich hingewiesen wird.

Die großen Züge des Bildes, das v. RICHTHOFEN von Japan entwirft, imponieren durch ihre Einfachheit, obwohl an die Stelle der früheren Auffassung vom Bau Japans eine andere gesetzt, und was dort als Einheit galt, zerteilt wird.

Der anscheinend einheitliche Inselbogen, den NAUMANN mit einem alpinen Gebirgsbogen verglich, zerfällt in zwei durch einen gewaltigen Querbruch (NAUMANN's fossa magna) getrennte Stücke, von denen das nordöstliche der Rest eines im O. versunkenen Landes zu sein scheint, dessen weiteren Küstenverlauf etwa die Vulkanen- und Inselreihe Fudji-yama und Bonininseln markiert, während das westliche oder südwestliche Stück Japans

aus zwei heterogenen Teilen Ostasiens, den Ausläufern des Tsinling-schan und der Faltengebirge Südchinas, zusammengeschweißt ist.

Die Verlängerung des großen asiatischen Gebirgsstammes (Nordzone von Süd-Japan) traf bei ihrer Südbewegung die im sinischen Streichen laufenden Falten der „Südzone“ (v. RICHTHOFEN's Kuma-kii-Gebirge) südlich des Binnenmeeres Seto-Utchi und preßte sie dort intensiv zusammen; das Kuma-kii-Gebirge wurde dadurch an die nördlichen Züge von Tschingoku angeschweißt und zugleich so weit abgedrängt, daß der nach SO. offene konkave Bogen („widersinniger Stauungsbogen“) entstand. In gleicher Weise sind weit im Innern Asiens sinisch streichende Faltenzüge an die äquatoriale, nach S. vorrückende Kette des Tsinling-schan angegliedert.

Die ganze Bewegung staute sich an dem östlich vorliegenden Festlande, dessen Senkung damals noch nicht vollzogen war. Daher die gewaltige Schleppe, welche sowohl die Nordzone wie die Südzone erlitten hat. Selbst der Gebirgsklotz des Akaischi-Gebirges scheint ein von dem gelockerten Kuma-kii-Gebirge abgetrenntes und bei der Schleppe gedrehtes Stück zu sein.

Die Nordzone ist Hügelland und besteht aus altpaläozoischen Schichten, die weiter nach O. von Gneis eingefaßt und wie dieser in bedeutendem Umfange von Granit durchbrochen werden. Während der Granit im W. keine besondere Regelmäßigkeit der Verteilung erkennen läßt und weithin das Hügelland bildet, scheint er im O. radial-divergenten Brüchen zu folgen, welche die Streichrichtung des Grundgebirges schneiden und „gewissermaßen ihrer Beugung vorgreifen“. Diese bis zur Bruchbildung und dem Aufdringen granitischer Magmen gesteigerte Lockerung des nach S. vordringenden Außenrandes der Zone kann ebensowohl auf die Schleppe des ganzen Erdteiles im O. zurückgeführt werden, wie die in der Unregelmäßigkeit des Streichens der Schiefer sich äußernde Kompression auf der Innen-(Nord-)seite.

Auch die morphologische Zerstückelung des Außenrandes der Zone (Owari-Bai, die Buchten des Seto-Utschi etc.) steht mit jener Lockerung durch Schleppebeuge in Verbindung.

Die Südzone mit ihrem kompakten Faltenbau steht der gelockerten Nordzone scharf gegenüber, obwohl sie ihr äußerlich eng verbunden erscheint. Sie beginnt mit einem schmalen Bande steil gestellter Glimmerschiefer, das von einem Flyschbande begleitet wird. Weiter nach S. wird sie ganz aus den paläozoischen Schichten des Chichibu-Systems der Japaner zusammengesetzt.

Nord-Japan weist einen gänzlich verschiedenen Bau auf. Von S. nach N. folgen sich das Abukuma-Bergland, das Kitakami-Bergland und das Hidaka-Gebirge auf Yesso, aber nach ihrem Aufbau und den Streichrichtungen ihrer Gesteine sind sie nicht zu einer Linie zu verbinden, sondern die Überbleibsel dreier einander paralleler Zonen eines postkarbonisch gefalteten Grundgerüsts; sie bilden horstartige Gebirgsklütze, von denen Hidaka und Kitakami schräg gegen das Meer ausstreichen.

Abukama besteht aus mächtigen archaischen Gesteinen, welche in der Streichrichtung sich wenigstens in Spuren bis zur Westküste (Sakata-Akita) verfolgen lassen.

Kitakami dagegen wird von paläozoischen Schichten gebildet, von denen allerdings nur die karbonischen sich zeitlich bestimmen lassen. Granite sind eingeschaltet. Ähnlich verhält sich das Hidaka-Gebirge, doch führt die Verlängerung des Kitakami westlich hinter ihm durch, so daß auch hier eine Verbindung untunlich erscheint. Möglicherweise sind diese parallelen Zonen des postkarbonisch gefalteten Gebirgslandes auch durch streichende Verwerfungen geschieden.

Bemerkenswert ist noch, daß Abukama ein breites tertiäres Vorland und eine glatte Küstenlinie, Kitakami dagegen eine riasartige Ausbuchtung der Küsten zeigt und kein Tertiär besitzt; die Strandverschiebungen vollziehen oder vollzogen sich also bei beiden entgegengesetzt. Die Bildung eines Steilrandes bei Abukama deutet an, daß jetzt auch hier das Meer vordringt.

Die südlichen Fortsetzungen dieser Gebirge scheinen im Meer abgebrochen zu sein; das mit dem Abukama in Verbindung gebrachte Kwanto-Gebirge im SW. ist noch nicht sicher zu beurteilen, doch ist auch dies vielleicht ein abgesprengter und deformierter Teil des Kuma-kii, nicht des Abukama.

Die Zusammenschweißung so gänzlich heterogener Teile zu dem einen großen Inselbogen vollzog sich nach Linien, welche weniger mit Faltung als mit Absenkung und Zerrung in Verbindung stehen. Man kann auch hier das Bild eines Landstaffelblocks mit aufgewölbtem sichelförmigen Randgebiet und schüsselförmiger Senkung nach innen (W. und NW.) festhalten<sup>1</sup>. Das japanische Meer erfüllt den Boden der Schüssel. Auch für diesen Bogen gilt, daß er in einen meridionalen und in einen äquatorialen Teil zerfällt. Der meridionale Teil könnte noch eine Fortsetzung in dem Zuge des Bonin-Rückens haben, an dem die Isobathen der großen Tiefen entlang ziehen.

Der große Querbruch, mit dem das hochgelegene Grundgebirge des westlichen Japans in die Tiefe gesunken ist und zunächst völlig unter Überdeckungen verschwindet, ist zeitlich nicht sicher zu bestimmen. Marines Tertiär erlangt in Nord-Japan eine große Verbreitung, während es westlich des Bruches auf Küsten und niedere Teile beschränkt ist, allein dieser Umstand erscheint nicht ausreichend zur Altersbestimmung.

Im Bruchgebiet liegt eine Region intensiver vulkanischer Tätigkeit; und die Fudji-Linie ist dem Querbruch ungefähr parallel und läuft aus in die Reihe Amagisan, Insel Nijima, Miyakejima, wo sie auf eine von N. 10° W. herziehende Reihe kleiner, aber tätiger Vulkaninseln trifft, welche sich 1200 km weit bis zu den Volcano-Inseln verfolgen läßt. In einem Abstand von 130 km östlich folgt dann die 120 km lange Reihe der Bonin-

---

<sup>1</sup> Ausdrücklich werden die in Teil I der „Studien“ ausgesprochenen Gedanken hiernach modifiziert.

Inseln, deren Tätigkeit vom Eozän (Nummulitenkalk mit Tuffen) bis zum Miozän gedauert hat, also wohl älter ist.

Von besonderem Interesse ist die große Vulkanenlinie, die v. RICHTHOFEN als Bandai-Bogen bezeichnet, welche eine neue, dem durch Absenkung geschaffenen Bogen als etwas Fremdartiges aufsitzende, epigenetische Leitlinie bedeutet, die von Rischiri im N. bis in die Nähe der Fudji-Zone führt und noch über die große Verwerfungskluft hinübergreift in das Gebirgsland des westlichen Japans und gerade hier noch besonders tätige Vulkane besitzt. Die Bandai-Vulkanreihe liegt in einem versenkten Gebiet, welches mit tuffreichen tertiären Schichten bedeckt ist. Bei einer Versenkung des Landes würden die einzelnen Vulkane der Reihe eine Kette von Inseln bilden, die mit dem Ostrand eines im W. aufragenden Landes in Kontakt kommen und noch in dieses fortsetzen. Die Ähnlichkeit mit den Flankenstellungen der Riukiu, Aleuten, Kurilen geht noch weiter, indem gleichsam von der Kontaktstelle des Aleutenbogens mit Kamtschatka ein Vulkanzug nach SSW. geht, der sich mit der Fudji- und Bonin-Reihe vergleichen läßt. Vereinzelte Vulkane erheben sich noch an der Westküste aus Einbruchskesseln. „Vielleicht gehören sie zu den Vulkanen, welche mit ausgedehnten Bruchbildungen keinen unmittelbaren Zusammenhang besitzen, sondern über isolierten Schloten aufgebaut sind.“

Von S. her greift der durch Vulkane bezeichnete Riukiu-Zug in den Bau von Japan ein und läßt sich in das Kuma-kii-Gebirge verfolgen; vielleicht reicht er noch darüber hinaus bis zum Asoyama. Die abgebrochenen Querküsten des südlichen Kiushiu deuten auf tektonische Linien, welche jenem Zuge parallel sind.

Es liegen mehrere Jahre zwischen der Veröffentlichung der ersten Studie und der zuletzt besprochenen Arbeit, aber die Leitlinien des entworfenen Bildes stehen von Anfang<sup>3</sup> an klar vor dem Auge des Lesers. Auf die Werke zahlreicher anderer Forscher, nicht zum wenigsten aber auf seine eigene reiche Erfahrung gestützt, entwickelt sich der Gedankengang des Verf.'s zu einer der elegantesten Synthesen, welche die neuere geologische Literatur kennt.

E. Koken.

## Stratigraphie.

### Devonische Formation.

**Franz Smyčka:** Bericht über die Devonfauna der Čelechovicer Bildungen in Mähren. 1901.

—: Novější nálezy v čelechovském devonu. 1904. 1—20. Taf. I.

Die Fauna des Riffkalkes von Čelechovic in Mähren wird in beiden Arbeiten zusammengestellt. Wir sehen, daß mitteldevonische Arten bei weitem vorwiegen, wogegen nur wenige charakteristische Oberdevonfossilien aufgeführt werden. [In einer älteren Arbeit hatte Verf. die Brachiopoden

dieser Schichten beschrieben, darin zeigten sich jedoch manche irrtümliche Bestimmungen, so daß Ref. das Vorkommen von Oberdevon bezweifelte. Eine dem Marburger Museum zugegangene kleine Suite trägt noch zur Verstärkung dieser Zweifel bei. Das Vorkommen von *Rhynchonella cuboides* Sow. (1 Ex.) würde allerdings beweisend sein. Ref.] *Calceola sandalina* und *Stringocephalus Burtini* beweisen das Auftreten beider Abteilungen des Mitteldevons. *Proetus čelechovicensis* SM. schließt sich den typischen Arten des Eifler Mitteldevons (z. B. *Proetus granulosus* GOLDF.) durchaus an.

Drevermann.

D. Sobolew: Zur Stratigraphie des oberen Mitteldevons im polnischen Mittelgebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904. Brief. Mitt. 63.)

Ein kurzer vorläufiger Bericht gibt das Wesentliche über die Forschungen des Verf.'s bei Swientomarz. Wir entnehmen daraus die interessante Tatsache, daß hier das obere Mitteldevon sich besonders in seinen hangenden Teilen faziell nicht der linksrheinischen Brachiopoden- und Korallenentwicklung anschließt, sondern vielmehr nahe Beziehungen zu der Entwicklung zeigt, die wir aus der Wildunger Gegend, dem Dillenburgerischen und neuerdings auch vom Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges kennen. Zu oberst liegen die Schichten mit *Aphyllites discoides* und *evexus*, Ton- und Mergelschiefer mit Kalkknollen und -Lagen, in denen eine reiche Fauna gefunden wurde. *Menecerias terebratum*, *Tornoceras simplex*, *Stringocephalus Burtini* wären noch besonders zu erwähnen. Darunter liegen Schiefer mit Styliolinen und „*Posidonia*“ *hians*, dem bekannten Leitfossil der Odershäuser Schichten. Diese werden von fossilarmen Grauwackensandsteinen unterlagert, unter welchen bunte Tonschiefer folgen, die sogen. Sierzawyschichten, deren Brachiopodenfauna (*Stringocephalus* usw.) ebenfalls auf oberes Mitteldevon hinweist. Als unterstes Glied des Stringocephalenhorizontes gilt der Crinoidenkalk mit *Microcyclus eifliensis* KAYS., *Pentamerus multiplicatus* ROEM. etc. Eine Tabelle erläutert die Vergleichung dieser Horizonte mit den von Skaly durch GÜRICH beschriebenen und denen des rheinischen Gebirges.

Drevermann.

## Karbonische Formation.

G. Simoens: Note préliminaire sur l'allure probable des couches houillères dans le Nord de la Belgique. (Bull. de la Soc. Belge de Géol., Pal. et Hydr. 16. Brüssel 1902. Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 75—76.)

Verf. kommt zu folgenden 4 demnächst noch eingehender zu begründenden Schlüssen:

1. Die Ablagerungsverhältnisse des Karbons zwischen Mons und Lüttich und diejenigen der Kampine sind einander nicht analog.

2. Das Becken von Kampine war vor jeder Längsfaltung durch das Massiv von Brabant geschützt worden.

3. Es existieren in diesem Becken wohl eine Menge von Vertikalbrüchen, die in ihrem Ursprung aber auf das Massiv von Brabant zurückführbar sind.

4. Die Schichten des Karbons sind in der Mitte des Beckens von permischen Schichten in konkordanter Lagerung bedeckt. **A. Sachs.**

## Triasformation.

**A. Tornquist:** Die Gliederung und Fossilführung der außeralpinen Trias auf Sardinien. (Sitz.-Ber. k. preuß. Akad. d. Wiss. No. 38. 21. Juli. 1098—1117. Berlin 1904.)

In früheren Aufsätzen hatte Verf. konstatiert, daß außeralpine Trias auf Sardinien nur an der Westseite vorkommt. Diese Arbeit gibt nun aus der Nurra ein nahezu vollständiges Profil dieser Formation. Transgredierend erscheint über derselben ein Komplex von Konglomeraten und roten Sandsteinen mit einer indischen Unteroolithpflanze, *Ptilophyllum* cf. *cutchense* MORR. und dann marines Bathonien. Ist damit die Abgrenzung nach oben klar, so sind die Lagerungsverhältnisse doch recht verwickelt durch zahlreiche in der Nurra aufsetzende Brüche, deren Lauf und Verteilung eine besondere Schilderung erfahren werden. Die Triasschichten kommen in drei Gebieten vor: südlich von Alghero, am Mte. Zirra und nördlich des Mte. Forte bis zum Mte. Sta. Giusta. Die Fazies dieser Schichten vom Buntsandstein bis zum oberen Keuper ist außeralpin und hat eine ungeahnte Ähnlichkeit mit der deutschen Entwicklung, nicht derart, daß die einzelnen Bänke zu identifizieren wären, aber so, daß ganz ähnliche Gesteine in gleichem Niveau auftreten. In den obersten Keuperschichten macht sich erst die pelagische Fazies mit Lithodendronkalken und alpinen Rhätfossilien bemerkbar.

Der Buntsandstein ist bei Sta. Giusta ganz und bei Alghero fast vollständig vorhanden, mißt 50 m, besteht im unteren und mittleren Teile aus roten, lockeren, auch entfärbten Arkosesandsteinen mit einigen Konglomeratbänken. Der obere Teil enthält neben Konglomeraten vor allem rote oder entfärbte Letten, die ganz oben Gipslagern mit dolomitischen Mergeln oder Dolomiten mit gelben Steinmergeln oder Zellendolomiten und Rauchwacken (Gennamari) Platz machen. Dieser Horizont entspricht strati- wie petrographisch dem deutschen Röth. Der Muschelkalk setzt mit Rhizorallienbänkchen ein. Bei Alghero ist sein unterer Komplex als 40 m feste Kalkbänke entwickelt, z. T. von schwarzer Farbe mit *Myophoria* aff. *Goldfussi*, *Lima lineata* und *L. striata*, *Ostrea* cf. *spondyloides*. Bei Sta. Giusta fanden sich in diesem Niveau *Gervillia subglobosa*, *Naticopsis pulla* etc. Feste Dolomitbänke oder Mergelplatten vertreten den mittleren Muschelkalk und haben 10 m Mächtigkeit. Der

obere bei Alghero ganz beobachtete ist 27 m dick und führt zwei Fossilhorizonte, beide mit nodosen Ceratiten. Ein fossilereerer Komplex an der Basis wird dem Trochitenkalk gleichalterig sein. Als dessen Hangendes erscheinen Bänke mit *Gervillia socialis* und bei Sta. Giusta blaue und graue Kalke mit *Encrinurus liliiformis*, *Lima striata*, *Terebratula vulgaris*. Wichtig ist, daß bei Alghero über den Gervillienbänken in den fossilführenden Kalken neben mehreren anderen Hauptmuschelkalkformen *Ceratites ex aff. Münsteri* TORNQ. vorkommt, und daß 12 m höher in Mergeln mit Kalkknollen sich neben den anderen Fossilien *Nautilus bidorsatus*, *Ceratites Münsteri* und *Protrachyceras longobardicum* nachweisen ließen. Beide Ammoniten treten zusammen mit Arpaditen in den „oberen Buchensteiner Schichten“ des Vicentin auf, so daß der obere Nodosenkalk Sardinens in bezug auf die alpine Trias parallelisierbar wird. Bei Sta. Giusta zeigte sich auch eine annulate *Diplopora*. —

Auch der Keuper trägt zunächst noch außeralpinen Charakter. Die früher vom Verf. angenommene „tyrrhenische“ Fazies wird fallen gelassen. Ein vollständiges Profil ist bisher nicht aufgefunden, aber man kann folgende Gliederung vermuten. An der Basis 30 m weiße oder blaugraue dolomitische Gesteine, den Estheriensichten plus Salzkeuper entsprechend; darüber graugrüne dolomitische Steinmergel, die vielleicht dem Hauptsteinmergel äquivalent sind. Der eigentliche Steinmergelkeuper wäre durch 21 m feste, z. T. kristalline Dolomite mit Breccien- oder Zellenstruktur und Gips an der Basis vertreten. In diesem Niveau vollzieht sich der Wechsel der Fazies. Darauf ruht alpiner Lithodendronkalk des Rhät, so daß das Liegende dem Hauptdolomit gleichalterig sein würde. Das ist für die obertriadische Transgression im westlichen Mittelmeer von großer Wichtigkeit. In dem Rhät kommen *Cidaris*, Zweischaler und eine neue *Hydrozoe* vor.

Deecke.

## Juraformation.

P. G. Krause: Über das Vorkommen von Kimmeridge in Ostpreußen. (Mai-Protokoll d. deutsch. geol. Ges. 56. Jahrg. 1904.)

Durch ein bei Heilsberg in Ostpreußen abgestoßenes Bohrloch wurde in ungefähr 562 m Tiefe die Kimmeridgestufe in Form von hellgrauen, kalkigtonigen Sandsteinen mit *Cardioceras Volgae* PAVL., *C. cf. subtilicostatum* PAVL., *C. n. sp.*, *Hoplites subundorae* PAVL., *H. n. sp.*, *Aspidoceras acanthicum* OPP., *A. cf. Karpinskii* PAVL., *Exogyra virgula* und mehreren anderen Zweischalern nachgewiesen. Bisher kannte man als jüngste Stufen des ostpreußischen Jura nur unteres und oberes Oxford, während Kimmeridge erst in Posen und Hinterpommern angetroffen wurde. Nun ergibt die Heilsberger Bohrung den wichtigen Nachweis des Kimmeridge auch für Ostpreußen und damit auch der Existenz der Juraformation unter ganz Ostpreußen und des unmittelbaren Zusammenhanges mit dem russisch-polnischen Jura. Der russische Charakter der Fauna weist darauf

hin, daß auch zur Kimmeridgezeit noch offene Meeresverbindung des norddeutschen mit dem russischen Jurameere bestanden habe. Eine ausführliche Arbeit über diese wichtige Entdeckung wird in Aussicht gestellt.

V. Uhlig.

**D. Ilovaisky:** L'Oxfordien et le Séquanien des gouvernements de Moscou et de Riazan. (Bull. Natural. de Moscou. 1903. No. 2 et 3. Avec 5 pl.)

Die älteren Geologen, von MAXIMOWITSCH (1825) angefangen, haben bei Beschreibung der berühmten Lokalität Miatschkowo bei Moskau die Gegend stromabwärts im Auge gehabt, wo der ganze Jura zu sehen war. Die jetzt betriebenen Steinbrüche liegen stromaufwärts und zeigen über dem Karbon nur die unteren Jurastufen, die Tone mit *Cardioceras cordatum* und mit *C. alternans*. In diesem Zustande untersuchte NIKITIN die Lokalität und fand sehr enge Beziehungen zwischen der unteren Schicht mit *C. cordatum* und der oberen mit *C. alternans*: allmählich gehen die Arten der Gattung *Cardioceras* ineinander über. Auch Verf. untersuchte die stromaufwärts gelegenen Steinbrüche; nach ihm haben die dunklen Oxford-Tone in Miatschkowo eine Mächtigkeit von 12,4 m. Die unterste eisenreiche, das Karbon unmittelbar überlagernde Schicht ist nur 0,5 m mächtig und enthält nur *Belemnites Beaumonti* (oberstes Callovien). Die Tone, die das Callovien überlagern, sind nach petrographischen Merkmalen äußerst schwer zu unterscheiden; man kann nur wahrnehmen, daß sie nach oben dunkler und sandiger werden. Verf. unterscheidet über der Grenzzone des Callovien vier Haupthorizonte, A<sub>1</sub> und A<sub>2</sub>, B und B<sub>1</sub>, C und D (D<sub>1</sub>—D<sub>4</sub>) und teilt die Fauna eines jeden Horizontes mit.

Nach denselben Gesichtspunkten untersucht Verf. auch die Lokalitäten Novosselki und Nikitino und gelangt hierdurch zu dem Ergebnisse, daß sich über der echten *Lamberti*-Zone zunächst eine Lage befinde mit *Cardioceras* sp.? und *C. goliathus*; in dieser Grenzschicht ist *Lamberti* bereits verschwunden, dagegen tritt *C. cordatum* noch nicht auf. Die darauffolgende Zone A<sub>1</sub> ist durch zahlreiche Formen der Gruppe des *C. cordatum*, wie *C. tenuicostatum*, *C. Rouilleri*, *C. vertebrale* und *Dacryomya acuta* gekennzeichnet. Die Schicht A<sub>2</sub> hat eine Übergangsfauuna: mit Formen der A<sub>1</sub>-Fauna erscheinen hier schon einige Typen der Zone B, wie *C. Zenaidae*, *C. Zieteni*, *Pinna lanceolata*. In der Zone A<sub>2</sub> kommt außerdem *Aspidoceras faustum* vor; ihre Mächtigkeit beträgt bei Novosselki 3 m, bei Miatschkowo 0,5 m. Die Zone B enthält *Cardioceras Zenaidae*, *C. Zieteni*, *Pinna lanceolata*, *Pholadomya hemicardia*. In Miatschkowo kommen in dieser Zone vor: *Ochetoceras canaliculatoide*, *Perisphinctes Martelli* und *Aulacothyris impressa*. In allen drei bisher besprochenen Zonen ist *Belemnites Zitteli* häufig, höher oben verschwindet diese Art. Die Zone C führt selten *Cardioceras Zieteni* und eine Varietät von *C. cordatum*, die sich dem *C. alternans* nähert. Dieselbe Varietät steigt auch in die nächsthöhere Zone D hinauf, hier begleitet vom echten *C. alternans* und *C. cf. Kapfi* und *Bauhini*.

Auf Grund eines Vergleiches mit dem westeuropäischen Oxfordien stellt Verf. die Zone D mit *C. alternans*, da diese Art nach PAVLOW im französischen Sequanien und Kimmeridgien häufig ist, dem Sequanien gleich. Die Schicht C, die übrigens in Novosselki fehlt, kann nicht bestimmt eingereiht werden. Die Schicht B kann der 3. Oxfordien-Gruppe von LAPARENT und MUNIER-CHALMAS oder dem Argovien RENEVIER's (Zone des *P. transversarium*) parallelisiert werden. In dieser Schicht kommen u. a. *Aulacothyris impressa*, *Perisphinctes Martelli*, *Ochetoceras canaliculatoide*, *Cardioceras Zieteni* vor. Die Zone A wäre dem Divesien zu vergleichen.

Im paläontologischen Teile beschreibt Verf. eine größere Anzahl von Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Ammoniten und Belemniten, darunter folgende neue Arten: *Rhynchonella miatchkoviensis* n. sp., *Mytilus nikiti-niensis* n. sp., *Macrodon parallelum* n. sp., *Astarte levilimbata* n. sp., *A. excavatoides* n. sp., *Turritella divisa* n. sp., *T. bicostata* n. sp., *Cardioceras Zenaidae* n. sp., *C. vagum* n. sp., *Ochetoceras canaliculatoide* n. sp., *Perisphinctes intercedens* n. sp., *Belemnites miatchkoviensis* n. sp.

V. Uhlig.

## Tertiärformation.

H. Douvillé: Études sur le terrain nummulitique du Sud-Ouest. (Compt. rend. sommaire des Séances, Soc. Géol. de France. No. 7. 1904. 159.)

Zwischen Dax, Montfort und Biarritz lassen sich mehrere Gruppen konkordanter Schichtenfolgen unterscheiden, welche diskordant aufeinander liegen, nämlich: 1. Miozän und unten Aquitanien mit *Lepidocyclina*. 2. Eocän, oben mit den Schichten von Haas. 3. Kreide. 4. Trias und Lias mit Aphit. Diese Schichten bilden Sättel, begleitet von bedeutenden Verwerfungen, mit denen die dort so häufigen warmen Quellen in Zusammenhang stehen.

Die Tertiärschichten sind Sand, sandiger Ton oder Mergel, mit fossilreichen Kalklinsen, meist reich an *Lithothamnium*, welche auf die Nähe des Ufers hindeuten, und nahe den Sätteln auftreten, während die ersteren Schichten, sandige Tone und Mergel, tiefen Meeresabsätzen entsprechen. Die durch Diskordanz entstandenen Lücken wären am stärksten nahe den Sätteln ausgebildet. Die obersten Nummulitenschichten sind Sandsteine mit Konglomerate bei Biarritz, aus wenig tiefem Wasser abgelagert, die von Haas haben eine Littoral-Fauna, die von Lesperon, vom tue de Saumon, vom Oassen sind die Fortsetzung der Asterienkalke und liegen konkordant auf den Schichten mit *Nummulites contortus*, südlich Lesperon durch eine Lage von wenig abgerollten Feuersteinen von den Mergeln mit *Pentacrinus* getrennt. Überall finden sich *Nummulites intermedius*, *N. vascus*, *N. Bouillei* (No. 7). Darunter lassen sich unterscheiden: No. 6. Schichten mit *N. contortus*, *Orthophragmina Fortisi* und *O. radians*. 5. Schichten mit *Nummulites uturicus*, *N. Brongiarti*, *N. Dufrenoyi*, *Assilina exponens*, *Orthophragmina*, unten mit *Xanthopsis*. 4. Schichten mit *Nummulites crassus*,

*N. complanatus*, *Assilina spira*, *Alveolina elongata*, *Orbitolites complanata*.  
3. Schichten mit *Nummulites irregularis*, *N. laevigatus*, *Assilina granulosa*,  
*Orthophragmina Archiaci* etc.

Das untere Eocän des Pariser Beckens mit *Nummulites planulatus* und *Alveolina oblonga* ist nirgends in jener Gegend gefunden worden; 3. entspricht dem unteren Lutétien, vermutlich seinem obersten Teil; 4. dem mittleren Lutétien; 5. dem oberen; 6. dem Bartonien; 7. enthält eigentümliche Formen, deren nächste Verwandte im Wemmelen (= Ludien) auftreten, so daß der obere Horizont mit dem Ludien-Sannoisien zu parallelisieren wäre.

von Koenen.

**Fl. Ameghino:** Cuadro sinoptico de las formaciones sedimentarias, terciarias y cretáceas de la Argentina en la relacion con el desarrollo y descendencia de los mamíferos. (Anales del Museo Nacional de Buenos Aires. 8. 1—12. 1902.)

In tabellarischer Form gibt Verf. einen Überblick über die Schichtenfolge in Patagonien von der unteren Kreide bis zur Gegenwart, wie sie sich ihm nach den Forschungen seines Bruders CARLOS ergeben hat. Es müssen dabei die marine und die limnisch-terrestrische Fazies unterschieden werden. Die Einteilung bietet manches Neue. Ihre Begründung ist dieser Broschüre nicht beigegeben, sondern findet sich in dem unten besprochenen Buch „L'âge des formations sédimentaires de Patagonie“, dem das Cuadro sinoptico in französischer Übersetzung fast unverändert angehängt ist. [Eine geologische Beweisführung für die Richtigkeit der Parallelisierung der beiden Fazies findet sich dort allerdings auch nicht. Auch die Altersbestimmungen darf man nicht für bare Münze nehmen. Ref.] (S. die nebenstehende Tabelle.)

Auf alle Unwahrscheinlichkeiten in dieser Tabelle hinzuweisen, ist wohl unnötig. Einige davon finden sich in den folgenden Referaten erwähnt.

Der zweite Abschnitt der Arbeit gibt eine gedrängte Übersicht über die Entwicklung der fossilen Säugetiere Argentiniens während der Kreide und des Tertiärs. Da die einzelnen Tiergruppen schon in der Tabelle aufgeführt sind, kann auf die Inhaltsangabe verzichtet werden. Den Schluß macht eine Tabelle, in der die wichtigsten vorweltlichen Säugetiergruppen Argentiniens mit ihren nächsten Verwandten in der übrigen Welt namhaft gemacht sind. Diese Übersicht soll zugleich AMEGHINO'S Idee bekräftigen, daß Südamerika die Wiege der Säugetiere ist, daß sie sich von hier nach Afrika, dann nach Eurasien verbreitet haben und daß sich daher in diesen Kontinenten immer die weiter entwickelten Nachkommen der primitiven argentinischen Formen finden.

Otto Wilckens.

**A. E. Ortman:** Patagonian Geology. (Science. Neue Serie. 16. No. 403. 472—474.)

Verf. wendet sich gegen AMEGHINO'S „Cuadro sinoptico“ (s. das vorhergehende Ref.), im besonderen gegen dessen Auffassung der „Cape Fair

Terrestrisch-limnische Fazies		Marine Fazies	
Formation	Stufe	Stufe	Alter
Post-Pampas-Formation.	Aimarische Stufe.	Aimarische Stufe.	Rezente Mollusken.
	La Plata-Stufe.	<i>Mastodon, Toxodon, Megatherium, Mylodon.</i>	Rezente Mollusken.
Pampas-Formation.	Lujan-Stufe.	Süßwasserkonchylien, <i>Mastodon, Megatherium, Palaeolama</i> usw.	Ablagerungen vom Cabo Curiosa und von San Julia.
	Buenos-Aires-Stufe.	Obere Pampas-Formation mit <i>Macrauchenia, Panochus, Scelidotherium</i> usw.	Ablagerungen von Belgrano mit <i>Littorina flava, Nassa polygona</i> usw., von San Julian etc. mit <i>Cytherea Ortmani, Trophon varians, Macrauchenia</i> usw.
	Ensenadische Stufe.	Untere Pampas-Formation mit <i>Arctotherium, Typotherium, Panochus.</i>	Untere marine Pampas-Formation von Buenos Aires, La Plata, Deseadó, <i>Venus escolbida, Macrauchenia</i> usw.
	Puelche-Stufe.	<i>Mastodon tarijensis, Nopachus, Sclerocalyptus</i> usw.	Obere marine Tehuelche-Formation „Cape Fairweather beds“.
Araucanische Formation.	Hermoso-Stufe.	<i>Eutrigonodon, Pachyrucos, Xotodon, Epitherium, Macrocephalacetus</i> usw.	60% der Molluskenarten sind ausgestorbene. <i>Cardita tehuelcha, Cytherea laziarensis, Terebratella gigantea</i> usw.
	Araucanische Stufe.	<i>Typotherium, Sphenotherus, Cynosua, Tetrastylus</i> usw.	70% der Molluskenarten ausgestorben. <i>Ostrea Ferrarisi, O. patagonica</i> var. <i>tehuelcha, Venus Münsteri.</i>

Terrestrisch-limnische Fazies		Marine Fazies	
Formation	Stufe	Stufe	Alter
Entrerios-Formation.	Mesopotamische Stufe.	Rio Negro-Stufe.	<i>Ostrea patagonica</i> , <i>O. Alcarezi</i> , <i>Ara Bonplandiana</i> , <i>Venus Muensteri</i> , <i>Monophora Darwini</i> .
	Paraná-Stufe.	Paraná-Stufe.	85% der Molluskenarten ausgestorben. <i>Ostrea patagonica (typica)</i> , <i>O. Alcarezi</i> , <i>Cardium platense</i> usw.
		Arenas-Stufe.	<i>Cardium magellanicum</i> , <i>Modiola Schultzei</i> , <i>Crepidula imperforata</i> .
Santa Cruz-Formation.	Santa-Cruz-Stufe.	Superpatagonische Stufe.	95% der Molluskenarten ausgestorben. <i>Ostrea Philippii</i> , <i>Cucullaria tridentata</i> , <i>Lahillia angulata</i> , <i>Glycymeris quemadensis</i> , <i>Gibbula Dalli</i> usw.
	Notolippus-Stufe.	Magellan-Stufe.	Marine Ablagerungen unter dem Lignit von Punta Arenas. <i>Ostrea Torresi</i> , <i>Venus difficilis</i> , <i>Turritella exigua</i> usw. („Magellanian beds“).
Patagonische Formation		Obere Leon-Stufe.	Oberste patagonische Formation. <i>Gibbula colaris</i> , <i>Siphonalia dilatata</i> , <i>Neilo ornata</i> usw.
	<i>Astrapotheriticulus</i> Stufe.	Typische Leon-Stufe.	Mittlerer Teil der patagonischen Formation. <i>Ostrea Hatcheri</i> , <i>Chlamys espejoana</i> , <i>Cucullaea alta</i> , <i>Venus Darwini</i> , <i>Magellania Ortmanni</i> usw.

Patagonische Formation.	Colpodon-Stufe.	<i>Colpodon</i> , <i>Prolicaphrum</i> , <i>Protoatherium</i> , <i>Argyrolhippus</i> , <i>Pseudhippus</i> , <i>Oligobiotherium</i> usw.	Julian-Stufe.	Unterer Teil der patagonischen Formation. <i>Neioceramus Ameghinoi</i> , <i>Chlamys geminata</i> , <i>Perna quadrisulcata</i> , <i>Struthiolaria densistriata</i> , <i>Schizaster Ameghinoi</i> , <i>Cyrtoma posthumum</i> usw.	Eozän.
	Pyrotherium-Stufe.	<i>Pyrotherium</i> , <i>Leontina</i> , <i>Orophodon</i> usw. Megalosauridae ( <i>Leucosaurus</i> ).	Camaronische Stufe.	<i>Pectunculus camaronensis</i> , <i>P. subtrigonus</i> , <i>Cardium camaronense</i> , <i>Turritella Hauthali</i> , <i>Ostrea Ameghinoi</i> usw.	Danien.
Guaranitische Formation (Formation der roten Sandsteine).	<i>Astraptonotus</i> -Stufe.	<i>Astraptonotus</i> , <i>Propyrotherium</i> , <i>Eomorphippus</i> usw. Megalosauridae.	Schuen-Stufe.	<i>Ostrea guaranítica</i> , <i>O. Ameghinoi</i> , <i>Potamides patagonensis</i> .	Senon.
	Obere <i>Notostylops</i> -Stufe.	Notopithecidae, <i>Carolozittelia</i> , <i>Albertogaudrya</i> , <i>Trigonostylops</i> , <i>Notostylops</i> usw. Dinosaurier ( <i>Titanosaurus</i> ).			
	Untere <i>Notostylops</i> -Stufe.	<i>Caroloameghinia</i> , <i>Marschlosseria</i> , <i>Ernestokenia</i> , <i>Asmithwoodwardia</i> , Dinosaurier.		Marine Schichten mit <i>Amphidonta pyrotheriorum</i> , <i>A. concors</i> , <i>Struthiolaria densistriata</i> usw.	Cenoman.
	Pehuelche Stufe.	Sauropoda ( <i>Argyrosaurus</i> , <i>Titanosaurus</i> ), <i>Cynodontosuchus</i> .		Marine Schichten von Rio Negro mit <i>Gryphaea Rocana</i> , <i>Ostrea Ameghinoi</i> , <i>O. hemisphaerica</i> , Nautiliden usw.	
Chubut-Formation oder <i>Areniscas abigarradas</i> .	<i>Proteodidelphys</i> -Stufe.	<i>Proteodidelphys</i> , <i>Archaeoplus</i> .	Tarde-Stufe.	Marine Schichten von Calqueque mit <i>Ammonites</i> , <i>Ostrea</i> usw.	Aptien.
		Bunte Sandsteine des Chubut mit Dinosauriern.		Schichten von Rio Tarde mit <i>Hatcheriaceras</i> . Schichten von Quili-Malal mit <i>Trigonia transitoria</i> usw.	Neocom.

weather beds“ und der „Patagonischen Formation“. Letztere ist eine einheitliche Ablagerung und AMEGHINO's Leitfossilien für einzelne Unterabteilungen finden sich in allen wieder. Erstere enthalten nicht 50, sondern 57% ausgestorbene Arten (nebenbei bemerkt, ein bei der geringen Anzahl der überhaupt aus dieser Ablagerung bekannten Spezies ganz unwichtiger Gesichtspunkt), ferner enthalten sie nicht *Ostrea Ferrarisi*, wohl aber die von AMEGHINO nicht aufgeführte *Terebratella gigantea* und andere Formen. Bei der Arenas-Stufe endlich führt AMEGHINO auch solche Versteinerungen an, die in den „Magellanian beds“ vorkommen, ändert Namen usw., ohne daß hier oder sonst von einer Motivierung die Rede ist. [AMEGHINO gibt eine solche für seine Formationstabelle — zwar recht ungenügend — in dem Buche „L'âge des formations sédimentaires de Patagonie“ — s. das folgende Referat. Ref.] Besonders ist auch kein Grund dafür einzusehen, warum die Kreideschichten des Rio Tarde ins Neocom gestellt sind, wo STANTON, der ihre Fossilien untersucht hat (s. dies. Jahrb. 1902. II. -434-), sie als „nicht älter als Gault“ bezeichnet hat. Otto Wilckens.

Fl. Ameghino: L'âge des formations sédimentaires de Patagonie. (Bes. Abdruck aus den Anales de la Soc. Cient. Argentina. 50 und 54. 231 p. Mit 2 Textfig.)

AMEGHINO faßt in der vorliegenden Schrift seine jetzigen Anschauungen über das Alter der in Patagonien auftretenden Formationen und über die Schichtenfolge zusammen, ein Unternehmen, das um so dankenswerter ist, als AMEGHINO seine Ansichten mit dem Fortschritt seiner Forschungen mehrfach geändert hat und seine Schriften zerstreut und z. T., wie die „Sinopsis geologico-palaeontologica“ (1898), schwer erhältlich sind. Zwischen die einzelnen Kapitel der Schrift, die die Formationen nacheinander behandeln, schalten sich allerdings Abschnitte ein, die, wie der über den geographischen Zusammenhang Argentiniens mit den anderen Kontinenten in der Kreide- und Tertiärzeit, nur mittelbar zum Thema gehören. Das Buch ist zugleich eine mit wachsender Erregung geschriebene Streitschrift gegen HATCHER und ORTMANN, die es in ihren Abhandlungen (vergl. dies. Jahrb. 1898. II. -414-; 1899. I. -343-; 1900. II. -425-; 1901. I. -128-; 1902. I. -295-; 1903. II. -396-) an Angriffen gegen AMEGHINO nicht haben fehlen lassen, auf welche dieser nun antwortet. Soweit wir uns ein Urteil bilden konnten, müssen wir gestehen, daß wir den Eindruck haben, daß auf beiden Seiten Versehen und Mißverständnisse vorgekommen sind, wobei auch manchmal die verschiedenen Sprachen eine Rolle gespielt haben. Es muß aber daran erinnert werden, daß AMEGHINO all seine stratigraphischen Angaben nur nach den Beobachtungen seines Bruders CARLOS, nicht aus eigener Anschauung gibt, und daß er ORTMANN und HATCHER in der vorliegenden Schrift oft Dinge sagen läßt, die diese gar nicht geäußert haben. Andererseits weist auch AMEGHINO mit Entrüstung Ansichten zurück, denen er Ausdruck gegeben haben soll, die sich aber nach seiner Meinung nirgends in seinen Schriften finden.

In diesem Streit Punkt für Punkt eine Untersuchung anzustellen, wer Recht hat, ist nicht Sache eines Referates. Vieles wird auch erst durch die Forschungen späterer Zeit entschieden werden. In der Frage nach der Stellung der *Pyrotherium*-Schichten haben z. B. TOURNOËR's Angaben (dies. Jahrb. 1904. II. -122-) AMEGHINO wenigstens der relativen Stellung nach recht gegeben, während allerdings das kretazeische Alter dieser Ablagerung durchaus nicht sicher ist. Die Parallelisierung der argentinischen Ablagerungen mit den europäischen, wie AMEGHINO sie gibt, ist überhaupt nicht denkbar.

AMEGHINO's Schrift ist zugleich auch die Begründung für das „Cuadro sinoptico“ von 1902, das ihr noch einmal beigegeben ist (s. oben).

Was Verf. über die einzelnen Formationen sagt, ist folgendes:

1. Als älteste Sedimente sind die fossilieren Schiefer und roten Sandsteine am Arroyo Teca und Rio Genua (westliches Chubut) aufzufassen, die vielleicht oberen Jura repräsentieren. (HATCHER gibt aus der Gegend des Lago Pueyrredon schwarze Schiefer mit Ammoniten [„MAYER-River beds“] als jurassisch? an.)

2. Im Norden und in der östlichen Hälfte des zentralen Patagoniens besteht die Kreideformation aus subaerischen und limnischen Sandsteinen, in die sich vereinzelt marine Bildungen einschalten. Im Westen, in der andinen Region, ist die Kreide dagegen marin, so am Lago Pueyrredon, wo HATCHER sie in dieser Fazies gefunden hat. Die terrestrische Kreide zerfällt in zwei Stufen, eine untere, die „Areniscas abigarradas“, und eine obere, die „Formation Guaranienne“. Die Areniscas abigarradas (grès bigarrés) bedecken fast die Hälfte der Territorien Chubut und Rio Negro. Mächtigkeit 4—500 m. Die „Formation guaranienne“, von d'ORBIGNY an den Ufern des Paraná (Prov. Corrientes) studiert, bedeckt auch den größten Teil des Territoriums Misiones und findet sich in Patagonien am Oberlauf des Rio Negro, Rio Limay, Rio Neuquen, im zentralen Chubut (an den Seen Musters und Colhué), am Lago St. Martin und Lago Viedma, sowie an der atlantischen Küste am Golfo de San Jorge und bei San Julian. Zwischen Rio Deseado und Rio Chubut lassen sich in der Formation guaranienne unterscheiden:

3. Pyrothérien (= Danien) mit *Pyrotherium*-Fauna.
2. Notostylopéen (= Senon) mit *Notostylops*-Fauna.
1. Péhuenchien (= Cenoman?) mit Sauropoden-Fauna.

In der marinen Fazies dagegen lassen sich abtrennen:

2. Séhuenien mit *Ostrea guaranítica* IH.
1. Etage der *Ostrea pyrotheriorum* IH.

Außer diesen beiden Fossilien sind aus der marinen Fazies nur noch bekannt: *Astarte* sp.?, *Melania* sp.? und *Potamides patagonensis* IH.

Die Erörterung über das Alter der *Pyrotherium*-Schichten nimmt einen breiten Raum ein. AMEGHINO selbst hielt sie 1894 für Laramie und ein Äquivalent der „patagonischen Formation“. Dann fand sie CARLOS AMEGHINO unter dem „Patagonien“. Da nun die patagonische Formation

(genauer: ihr Äquivalent) bei Quiriquina und Algarrobo unmerklich in die Kreide übergeht, so müssen die unter ihr liegenden Schichten, also auch die Pyrotherienschichten, Kreide sein. [Ein Beispiel, was für Schlüsse AMEGHINO manchmal zieht! Von einem allmählichen Übergang der Kreide ins Tertiär im südlichen Chile kann gar nicht die Rede sein. Ref.] Dazu hat AMEGHINO zwar 1895 eine echte *Pyrotherium*-Fauna, 1897 aber zwei Faunen aus verschiedenen Schichten als *Pyrotherium*-Fauna beschrieben, die CARLOS AMEGHINO nunmehr aber getrennt gefunden hat. (Die andere ist die *Notostylops*-Fauna.) Gegen HATCHER's Bestreben, die *Pyrotherium*-Schichten für jünger als die patagonische Formation zu erklären, verwahrt Verf. sich mit Entschiedenheit.

HATCHER's und AMEGHINO's Einteilungen der Kreide lassen sich folgendermaßen parallelisieren:

HATCHER		AMEGHINO	
		Terrestr.	Marin.
San Martin Series	3. Guaranitic beds	Formation } guaranienne	Pyrothérien
	2. Lower Lignite beds		Notostylopéen
	1. Areniscas abigarradas beds		Péhuenchien
Pueyrredon Series	4. Upper conglomerates	Areniscas abigarradas	Séhuénien
	3. Belgrano beds		Et. d. <i>Ostrea pyrotheriorum</i>
	2. Lower conglomerates		
	1. Gio beds		

Verf. schiebt dann eine Erörterung über den Entwicklungsgrad der *Notostylops*- und *Pyrotherium*-Fauna ein und versucht den Nachweis, daß sowohl die südamerikanischen *Paucituberculata* unter den diprotodonten Marsupialiern als auch die Pyrotheriden unter den Huftieren die primitivsten Charaktere besitzen und deshalb sehr wohl kretazeische Formen sein können. Um diese Ansicht noch weiter zu stützen, geht er dann auf die geographischen Verbindungen Argentinien's zur Kreidezeit mit Australien, Nordamerika und Afrika ein und kommt überall zu dem Schluß, daß die einzelnen Säugergruppen von Südamerika ausgegangen, über Afrika nach Europa und Asien gelangt, von dort nach Nordamerika gewandert und sogar z. T. wieder nach Südamerika gekommen sind. (Vergl. dies. Jahrb. 1900. II. - 296 - ff.)

Das Kapitel über die tertiären Formationen wird mit einer theoretischen Betrachtung über die Altersbestimmung derselben eröffnet. AMEGHINO will dabei nur die Methode, die von der Prozentzahl der lebenden Arten ausgeht, gelten lassen. Außerdem getraut sich AMEGHINO ohne weiteres zu, das relative Alter einer Säugerfauna nach ihrem Entwicklungsgrad zu bestimmen. [Daß dabei der Willkür auch ein Spielraum gelassen

ist, ebensogut wie bei der Vergleichung von Molluskenfaunen, übersieht AMEGHINO. Ref.]

Die Kreide geht nach AMEGHINO ganz allmählich ins Tertiär über, so in der Gegend von Concepcion im südlichen Chile [Nein! Ref.], im zentralen Chubut [?? Ref.] und im südlichen Patagonien. [Für letztere Lokalität führt AMEGHINO MERCERAT und HAUTHAL als Zeugen an, doch hat die Untersuchung des HAUTHAL'schen Fossilmaterials dem Referenten keine Anhaltspunkte für einen solchen Übergang gegeben.]

Die Patagonische Formation teilte Verf. 1898 in eine Etage julien (unten) mit sehr viel Brachiopoden und Echinodermen und eine Etage léonien (oben) ohne diese und mit *Ostrea Hatcheri*. [Diese paläontologischen Unterscheidungsmerkmale würden eher auf zwei verschiedene Fazies schließen lassen. Ref.] Daß in diesen beiden Abteilungen z. T. dieselben Fossilien vorkommen, bestreitet AMEGHINO gar nicht. HATCHER habe beim Sammeln die verschiedenen Horizonte nicht getrennt gehalten und ORTMANN's Identifizierung verschiedener Spezies, namentlich die Vereinigung aller Austern (außer der *O. patagonica* und *O. Torresi*) als *Ostrea ingens*, habe die Sache völlig verwirrt. Bei einer bis 500 m mächtigen Ablagerung, meint AMEGHINO, deren Bildung doch sehr lange Zeiträume beansprucht hat, muß die Fauna der oberen Schichten sich notwendigerweise von der der unteren unterscheiden. Es muß eine Variation der Fauna stattgefunden haben.

VOR CARLOS AMEGHINO's Forschungen rechnete man alle Kreide- und Tertiärablagerungen Patagoniens von einem Ende bis zum anderen in eine geologische Formation, die „patagonische“. AMEGHINO hat diesen Namen auf das untere marine Tertiär beschränkt, welches unmittelbar auf die Kreide folgt, Es ruht bald auf den Dinosauriersandsteinen, bald auf *Pyrotherium*-Schichten, bald auf der Etage séhuénien. Fehlt das Guarani, so liegt es auf den areniscas abigarradas. Zwischen dem Guarani und der patagonischen Formation besteht kein Hiatus. ORTMANN's Magellanien beds sind nicht älter als die patagonische Formation (s. unten). [Daß die patagonische Formation also über alle möglichen Stufen transgrediert, geht hieraus klar hervor. Gänzlich lückenlos kann da ja der Übergang vom Guarani zu ihr nicht sein. Ref.]

Das Alter der patagonischen Formation ist Eozän. Verf. führt die Ansichten der Forscher, die sich mit dem Gegenstande beschäftigt haben, an und gründet seine Anschauung auf folgende Punkte:

1. Die Fauna ist total verschieden von der heutigen.
  2. Die Fauna muß in einem tropischen Klima gelebt haben. Um ein solches zu finden, muß man auf der nördlichen Halbkugel ins Eozän hinabsteigen.
  3. Im zentralen und östlichen Patagonien geht die Kreide ins Tertiär über, also letzteres Eozän.
  4. Die patagonische Kreide zeigt zum patagonischen Tertiär dieselben Beziehungen wie die chilenische Kreide zur Lebu-Stufe. Letztere ist Eozän.
- Die limnisch-terrestrische Ausbildung der patagonischen Formation zeigt folgende zwei Stufen:

2. Conches à Astrapothericulus.

1. „ „ Colpodon.

Auch die Säugetierfauna zeigt einen Übergang von der Kreide zum Tertiär. Diejenige der beiden genannten Stufen ist eozän.

Die Santa Cruz-Formation hat AMEGHINO früher für älter gehalten als die patagonische Formation. Man hält ihm jetzt immer dies Versehen vor, doch ist es wohl entschuldbar; denn es entstand folgendermaßen: 1889 beschrieb AMEGHINO fossile Säugetiere aus der Paraná-Stufe, die man damals noch „patagonische Formation“ nannte. Dann beschrieb er aus Südpatagonien Säugetierreste, die primitiver waren als die aus den Paraná-Schichten. Die Formation, in der sie lagen, nannte er Santa Cruz-Formation und bezeichnete sie als älter als die patagonische Formation von Paraná. 1892/93 erkannte dann CARLOS AMEGHINO, daß die Santa Cruz-Formation in Südpatagonien über der patagonischen Formation lag. Auch aus dieser würden nun Fossilien bekannt, die aber von denen der Paraná-Stufe ganz verschieden waren. So erhielt AMEGHINO allmählich die richtige Gliederung des patagonischen Tertiärs.

Gliederung der Santa Cruz-Formation zwischen Rio Santa Cruz und Rio Gallegos:

Obere Etage	limnisch und terrestrisch	200 m	„Etage santacruzien“
Untere Etage	marin	30 m	„Etage superpatagonien“

[Es ist wohl darauf zu achten, daß AMEGHINO eine Etage der Santa Cruz-Formation wieder „Etage santacruzien“ nennt, ein sehr unpraktisches Verfahren! HATCHER und ORTMANN sind der Ansicht, daß die „suprapatagonische“ Stufe (= superpatag. AMEGH.) zur patagonischen Formation gehört, und reservieren den Namen Santa Cruz-Formation der „Etage santacruzien“ AMEGHINO's. v. IHERING nennt die Etage superpatagonien „Santa Cruz-Formation“, also nach AMEGHINO's Namen der ganzen Formation. Diese Benennungen wirken natürlich recht verwirrend. Ref.]

Nach dem Text läßt sich AMEGHINO's Einteilung der Santa Cruz-Formation in der Gegend von Santa Cruz und in der von Punta Arenas in folgender Tabelle darstellen:

	Santa Cruz		Punta Arenas	
	fehlt		Etage arénaen	
Santa Cruz-Formation	-----	}	-----	} Santa Cruz-Formation
	Etage santacruzien		Formation lignitifère	
	Etage superpatagonien		-----	
	Hiatus		Etage magellanien	
Patagon. Formation	{ Etage léonien Etage julien		nicht sichtbar.	

Zum Teil ist die Etage santacruzien auch das Äquivalent der marinen Etage superpatagonien, und die Etage magellanien ist in der Andenregion durch die „Etage notohippidien“ (terrestrisch) vertreten.

Der Hiatus zwischen der patagonischen Formation und der Etage superpatagonien ist zwar durchaus nicht überall vorhanden, aber keineswegs dürfen beide zusammengezogen werden, wie HATCHER es tut. AMEGHINO streitet gar nicht ab, daß einige Fossilien der patagonischen Formation in die Etage superpatagonien hinaufgehen, wie z. B. *Limopsis insolita*, *Cardita inaequalis*, *Venus meridionalis*, *Terebratella patagonica*, *Siphonalia noachina*. *Ostrea percrassa* IH. (= *O. Hatcheri* ORTM.) ist für die patagonische Formation, *Ostrea Philippii* ORTM. für die superpatagonische Stufe charakteristisch. Im Innern des Landes, wo beide Stufen ineinander übergehen, kommen diese beiden Austern auch zusammen vor. HATCHER hat eben nicht schichtenweise gesammelt, und da an vielen Fundpunkten die juliensische, leonensische und superpatagonische Stufe vorkommen, so hat HATCHER die Fossilien der verschiedenen Formationen vermischt, und da er nun in seinen Fossilisten die Fossilien der verschiedensten Stufen von einem Fundpunkt durcheinander angibt, so kann er allerdings ohne Schwierigkeit alle Verschiedenheiten der tertiären Ablagerungen als Fazies erklären.

Ref. kann bei diesen Fragen nicht auf die Einzelheiten eingehen und muß sich auch versagen, die Erörterungen des Verf.'s über die Stellung der „Magellanian beds“ genau wiederzugeben. Es müßte das beinahe eine Übersetzung dieses Abschnittes werden. AMEGHINO's Resultat ist, daß nach MALLARD's und FUCHS', NORDENSKJÖLD's und HATCHER's Profilen, sowie nach der Fauna die Magellanian beds jünger sind als die patagonische Formation. Die Fauna hat einen pazifischen Charakter; sie ähnelt mehr der chilenischen als der superpatagonischen und ist auch in tieferem Wasser abgesetzt als die letztere.

Die „Etage arénaen“ (s. oben die Tabelle) liegt bei Punta Arenas über den terrestrischen Bildungen der Santa Cruz-Formation, ist danach jünger als die „Etage santacruzien“.

Zur Erklärung des Wechsels von terrestrischen und marinen Schichten, sowie der Diskordanzen muß man für das Gebiet von Rio Santa Cruz bis Punta Arenas verschiedene, z. T. ungleichartige Hebungen und Senkungen annehmen.

Die Entrerios-Formation (AMEGHINO 1894; „Paraná-Stufe“) entspricht dem Hiatus zwischen Santa Cruz-Formation und Cape Fairweather beds. [Den strikten Beweis hierfür bleibt AMEGHINO wie für manche derartige stratigraphische Angabe schuldig. Als Beispiel dafür, wie er HATCHER manchmal mißversteht, möge folgendes angeführt sein: Er sagt, HATCHER behaupte (Sedimentary Rocks of Southern Patagonia p. 108), die Cape Fairweather beds folgten konkordant auf die Santa Cruz-Formation. Wenn man in HATCHER's Broschüre nachsieht, so findet man: „the Cape Fairweather beds . . . unconformably overlying the Santa Cruz beds“. Sich einmal so zu irren, wäre menschlich; aber es ist

schwer entschuldbar, daß AMEGHINO das so oft passiert. Ref.] Sie kommt vor am Paraná von La Paz bis Diamante usw. und von der Mündung des Rio Negro bis zum Chubut. [Leider sagt AMEGHINO über diese letztere Ablagerung nichts weiter, wohl aber IHERING, vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -288, 289-. Ref.] BORCHERT's Bestimmung als Pliozän ist unrichtig. Er muß eine durcheinandergelassene Sammlung BRAVARD's vor sich gehabt haben. Die rezenten Arten, die er anführt, sind von BRAVARD meistens in der Pampas-Formation gesammelt und noch nie hat sonst jemand sie in der Paraná-Stufe angetroffen. Scheidet man diese zweifelhaften Arten aus, so ist nach der Prozentzahl der lebenden Arten auf unteres Miozän zu schließen.

In einem längeren Abschnitt geht Verf. auf die von DE ALESSANDRI, A. S. WOODWARD und SAN GIORGI beschriebene Fischfauna ein. Er hält sie für oligozän.

Die Tehuelche-Formation (DÖRING), die Geröllformation, bildete sich vom Miozän an, lagerte sich auch während der Pliozänzeit ab und ihre Bildung „dauert noch heute fort in der Cordilleregegend und in den ozeanischen Gewässern, die ihren Fuß baden“. [Zur Tehuelche-Formation gehören also offenbar die verschiedensten Dinge. Ref.] Auch marine Ablagerungen gehören ihr an. Verf. unterscheidet:

A. Die ältere Tehuelche- oder araukanische Formation. Sie zerfällt in

1. Rosaen, marine Bildung mit *Ostrea patagonica*, *O. Ferrarisi*, *Pecten actinodes*, *Trophon varians*, *Terebratella gigantea* usw. Die typische Lokalität liegt nördlich vom Cañado Santa Rosa, 20 km südlich von Punta Desengaño (Puerto San Julian).

2. Laziaréen (nach der Sierra Laziar, nördlich vom Rio Deseado), nach dem Prozentsatz der jüngeren und lebenden Arten jünger als die vorige Stufe.

3. Fairweatherien, die Cape Fairweather beds HATCHER's. Da von der Fauna dieser Schichten die Hälfte noch lebt, handelt es sich um Miozän. [Nach HATCHER-ORTMANN Pliozän. Ref.]

B. Die junge Tehuelche-, Pampas- und Postpampas-Formation. Der ihr gewidmete Abschnitt ist verhältnismäßig kurz. Verf. hat schon anderwärts bewiesen [?? Ref.], daß es sich um Pliozän handelt. [Was alles in dieser Formation an verschiedenen Schotterterrassen, Lößbildungen usw. steckt, läßt sich natürlich aus der Ferne nicht beurteilen. Ref.]

Es folgt ein Anhang über die Seen Patagoniens, die Verf. fast durchgängig für glazial hält, so auch die großen Seen am Ostrande der Cordillere.

Die Roca-Schichten, deren Fossilien BURCKHARDT [IHERING und J. BÖHM, Ref.] untersucht haben, weist AMEGHINO der Etage péhuenchien zu. [Grund? Ref.]

Den Schluß bildet eine Erwiderung auf ORTMANN's Tertiary Invertebrates (dies. Jahrb. 1903. II. -396-). ORTMANN hat mehrfach gerade solche

Arten, die für verschiedene Etagen charakteristisch sind, zu einer gemacht, so mehrere Austernarten zu *Ostrea ingens* ZITT. (diese neuseeländische Art hat nach AMEGHINO überhaupt gar nichts mit den patagonischen zu tun). AMEGHINO geht die einzelnen Fundpunkte durch, von denen ORTMANN Fossilisten gibt, um zu zeigen, daß die Fossilien der juliensischen, leonensischen und suprapatagonischen Stufen stets gemischt vorkommen. AMEGHINO konstatiert, daß die einzelnen Punkte immer vorwiegend solche Fossilien geliefert haben, die man nach der Stufe, die sich dort nach AMEGHINO findet, erwarten mußte. Finden sich auch Fossilien der anderen Stufen, so sind das entweder solche, von denen AMEGHINO bereits angegeben hat, daß sie in mehreren Stufen vorkommen, oder solche, die man nicht in Betracht ziehen kann, weil ORTMANN verschiedene Arten mit einem Namen belegt hat (s. oben), oder endlich solche, die nur als Steinkerne erhalten sind.

[Die Zukunft muß hier entscheiden, wer recht hat. Auch ORTMANN beharrt auf seinem Standpunkt. TOURNOUËR kennt auch nur eine einheitliche patagonische Formation. Ref.]

Angehängt ist eine Übersetzung des Cuadro sinoptico von 1902.

Otto Wilckens.

**Fl. Ameghino:** Sur la géologie de Patagonie. (Anales del Museo Nac. de Buenos Aires. 8. 3. Ser. Taf. I. 321—327. 1902.)

Diese Schrift ist eine Entgegnung auf ORTMANN's „Patagonian Geology“ (s. das obige Ref.) und nach Vollendung des „L'âge des formations sédimentaires de Patagonie“ (s. das vorhergehende Ref.) geschrieben. Verf. weist darauf hin, daß sich in diesem Buch die Begründung seiner Auffassungen findet. HATCHER und ORTMANN haben die Fossilien der einzelnen Horizonte der patagonischen Formation nicht getrennt gehalten und meinen deshalb, daß solche sich nicht unterscheiden ließen. Dazu kommt die Vereinigung vieler Arten unter einem Namen, so z. B. die Benennung aller Austern als *Ostrea ingens*. Die patagonische Formation entspricht fünf Landbildungen mit ganz verschiedenen Säugetierfaunen.

Verf. gründet seine Mitteilungen auf sein eigenes Material, das IHERING bestimmt hat, nicht auf dasjenige ORTMANN's, so z. B. bei den Cape Fairweather beds, bei der „Arenas-Stufe“. Was die Rio Tarde-Schichten anlangt, so hat STANTON nicht gesagt, sie seien „nicht älter als Gault“, sondern „sie seien nicht jünger als Gault“<sup>1</sup>. HATCHER behauptet zu Unrecht, die *Pyrotherium*-Schichten seien jünger als die patagonische Formation. Er hat ja nie *Pyrotherium*-Reste gefunden und kann gar kein Urteil abgeben! Die *Ostrea pyrotheriorum* ist nicht, wie ORTMANN meint, ein absichtlich ausgesuchtes anormales Exemplar von *Ostrea*

<sup>1</sup> STANTON sagt in der Tat, sie seien nicht jünger als Gault; aber deshalb hat AMEGHINO noch keinen Grund, sie ins Neocom zu stellen. STANTON hat außerdem zuerst gesagt, sie sei nicht älter als Gault. An diese erste Äußerung STANTON's hat ORTMANN wohl gedacht. Ref.

*patagonica*, sondern eine *Amphidonta* [= *Excogyra* Ref.]. Verf. kommt dann noch auf die Stellung der Magellanian beds und das Alter der patagonischen Formation zu sprechen und verlangt eine Antwort auf seine Einwürfe.

Otto Wilckens.

A. E. Ortmann: Patagonian Geology. (Science. Neue Serie. 17. No. 437. 796. 1903.)

ORTMANN beschränkt sich in dieser Erwiderung auf AMEGHINO's „L'âge des formations sédimentaires de Patagonie“ auf den Hinweis, daß AMEGHINO ihn vielfach mißverstanden und meist falsch zitiert hat.

Otto Wilckens.

### Quartärformation.

H. Menzel: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. I. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. Mit einem Anhang: Zwei neue Arten von *Valvata* MÜLLER (Gruppe *Cincinnati* HÜBNER). (Sonderabdr. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1903. 24. (2.) 254—290. 1904. Taf. 14.)

Verf. beschreibt folgende in einem z. T. noch im Überschwemmungsgebiete der Saale gelegenen Braunkohlentagebaue bei Wallensen aufgeschlossene Schichtenreihe:

1. Tertiäre Braunkohle, deren spezielleres Alter unsicher ist.

2. Diluvium.

A. Glaziale Bildungen.

a) Grundmoräne eines nordischen Inlandeises.

b) Fossilfreie Mergelsande.

B. Interglaziale Bildungen.

a) Bändertone mit Resten von Pflanzen, Mollusken und Fischen.

b) Konchyliensande mit Resten von Pflanzen und Mollusken.

c) Sandige Torfe mit Resten von Laubbäumen, Mollusken, Käfern, Batrachiern und einem Vogel.

3. Alluvium.

A. Älteres Alluvium: Torf mit Resten von Eichen, Mollusken und Säugetieren.

B. Jüngeres Alluvium: Alluvionen der Saale und jüngster Abhangschutt.

Die diluvialen Bildungen sind nach der Meinung des Verf.'s ohne Unterbrechung unmittelbar nacheinander gebildet. Die tertiären und diluvialen Bildungen haben zwischen der Bildungszeit der diluvialen und derjenigen der alluvialen Lagerungsstörungen erfahren, die in Verwerfungen bis zu einer Sprunghöhe von 4 m und in einer Aufrichtung der Schichten z. T. bis zu fast senkrechter Stellung bestehen. Aus den Fossilien der als interglazial angesehenen Ablagerungen schließt Verf., daß zur Bildungs-

zeit dieser Ablagerungen ein gemäßigtes Klima in der Gegend herrschte. Leider ist aus der Arbeit nicht genau zu erkennen, wie sich die sehr zahlreichen Fossilien — besonders die 67 nachgewiesenen Molluskenarten, die einen recht verschiedenartigen tiergeographischen Charakter besitzen — der interglazialen Bildungen auf die 3 innerhalb dieser letzteren unterschiedenen Abteilungen verteilen. Da die Erörterungen über das speziellere Alter der diluvialen Bildungen dem Ref. nicht ganz verständlich sind, teilt er sie nicht auszugsweise, sondern im Wortlaute mit. „Die Braunkohle wird bedeckt von einer Grundmoräne, deren Zugehörigkeit zu zwei verschiedenen Eiszeiten möglich ist: einmal zu der älteren oder Haupteiszeit, sodann zu der jüngsten Vereisung. Das letztere ist hier aber dadurch ausgeschlossen, daß sichere Diluvialbildungen die Eisabsätze überlagern. Also sind diese und damit die gesamten Glazialbildungen des südlichen Hannovers Absätze der älteren Vereisung, der sogen. Haupteiszeit. Die Grundmoräne wird von Mergelsanden überlagert, die völlig fossilifer sind und Ähnlichkeit haben mit petrographisch gleichen Bildungen anderer Gegenden, wo ihre (fluvio-)glaziale Bildung ziemlich sicher steht. Diese Mergelsande gehen über in tonigsandige, sandige und torfige Bildungen mit einer Fauna, die einerseits sicher diluvial, andererseits aber in einem gemäßigten Klima entstanden ist. Wir haben es also mit Bildungen zu tun, die nach dem Rückgange der älteren Vereisung und nach Wiederkehr des wärmeren Klimas entstanden sind, die also gleichalterig sind und gleichartig gebildet wurden, wie die interglazialen Ablagerungen in den Gebieten der mehrmaligen Vereisung. Aus diesem Grunde habe ich die Wallenser Ablagerungen ‚Interglazialschichten‘ genannt.“ Die Zurechnung der als alluvial bezeichneten Schichten zum Alluvium erfolgte auf Grund der zwischen ihnen und den diluvialen Schichten vorhandenen tektonischen Diskordanz, „des gänzlichen Fehlens diluvialer Reste und des fast völligen Mangels an Kalk gegenüber dem Kalkreichtum der tieferen Schichten“.

In dem Anhang zu der Arbeit werden zwei vom Verf. schon an anderer Stelle (vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -472-) beschriebene neue Valvaten der *Cincinnati*-Gruppe, *V. Andreaei* und *V. Geyeri*, beschrieben und auf einer prächtigen Lichtdrucktafel abgebildet. Wüst.

---

Oscar H. Hershey: The Quaternary of Southern California. (Bull. of the Dep. of Geol., Univ. of California. 3. No. 1. 1902. 1—29. Mit 1 Karte.)

Die Gegend von Los Angeles, das Becken des Santa Clara River und das Antelope Valley bis zum Mohave River sind für das Studium der kalifornischen Quartärbildungen besonders geeignet. Sie lassen sich hier gut gliedern, wenn auch auf den Versuch, sie mit den diluvialen Phänomenen der östlichen Vereinigten Staaten genau zu parallelisieren, verzichtet werden muß. Hierfür fehlen eigentlich noch alle Anhaltspunkte, und wenn Verf. es doch unternimmt, diese oder jene Erscheinung als ein Äquivalent einer bestimmten Periode des Pleistozäns im östlichen Nordamerika zu bezeichnen,

so folgt er dabei mehr seinem Gefühl und dem Gesamteindruck, den die orographischen Verhältnisse, die Fortschritte der Erosion usw. in einer Gegend auf ihn machen, als sicher beweisbaren Tatsachen.

Der Beginn des Quartärs wird in Kalifornien durch eine allgemeine Hebung des Landes bezeichnet. Im Becken des Santa Clara River lagern oberpliozäne Kiese und Sande von 8000' Mächtigkeit. Das Meer, in dem sie sich abgelagert hatten, wurde dadurch isoliert, daß die Sierra Madre—San Bernardino Range sich erhob und es vom Pazifischen Ozean trennte. Der Ostrand der Sierra Nevada wurde damals um 7—10 000' gehoben. Diese großen orographischen Umwälzungen lassen sich durch den ganzen Staat verfolgen. Sie sind es, die z. B. die Mercedschichten der Umgegend von San Francisco aus dem Meere hoben und aufrichteten.

Durch diese Hebung wurden die Flüsse gezwungen, ihr Bett tief einzuschneiden, und es begann die Bildung der Sierrataler, oft bis 1000' tiefer Cañons, deren Bildungszeit sich im einzelnen nicht gliedern läßt und die bis auf die heutigen Tage reicht.

Die „Santa Clara-Epoche“, die der allgemeinen Erhebung folgte, war eine Zeit der Erosion, und, nach den fortgeschafften Massen zu urteilen, muß dieser Abschnitt des Quartärs bei weitem der längste gewesen sein. Sein Abschluß wird markiert durch die Bildung einer 400' über dem jetzigen Flußspiegel liegenden Terrasse im Gebiet des Santa Clara River.

Während der nun folgenden „Red-Bluff-Epoche“ erfolgte eine Senkung. Ihr gehören die meisten marinen Quartärbildungen des Landes, ferner auch die großen Schuttkegel der Mohave Desert, für deren Bildung in dieser Zeit besonders günstige klimatische Bedingungen geherrscht haben müssen, die großen Schottermassen des östlichen Antelope Valley usw. an.

Von den schönen Küstenterrassen am San Pedro Hill (vergl. dies. Jahrb. 1904. I. -108-) entspricht die oberste der genannten 400'-Terrasse, die mittleren weist Verf. der „Los Angeles-“, die drei untersten der „San Pedro-Epoche“ zu. Erstere ist eine Erosionsperiode. Eiszeitliche Ablagerungen gibt es im südlichen Kalifornien nicht. Die Vergletscherung der kalifornischen Gebirge wird gewöhnlich der Wisconsinperiode der östlichen Eiszeit zugeschrieben. Die älteren Küstenterrassen sind aber jedenfalls älter als die Wisconsinstufe.

Otto Wilckens.

F. Sestini: Materiali per una carta chimico-agronomica. Dei terreni della pianura pisana ed in special modo di quelli dei dintorni di Pisa. (Atti Soc. Tosc. scienze nat. in Pisa. Proc. verb. 14. 7—38. 1903—1905.)

Die pisanische Ebene in chemisch-agronomischer Hinsicht hat Verf. sich als Untersuchungsobjekt gewählt. Aus den geologischen Beobachtungen ergibt sich, daß sie ein Schwemmland des Arno und Serchio ist, die einst getrennt mündeten. Die Schuttmassen dieser Flüsse haben die Sand- und Ton- resp. Mergelmassen entstehen lassen, die heute das zusammenhängende, noch immer wachsende Delta bilden. Bei Christi Geburt soll Pisa 3700 m

vom Meere entfernt gelegen haben, 1406 8600 m und heute mehr als 12 km, so daß etwa 5 m im Jahre das Ufer vorrückt. Das ist verständlich, wenn man im letzten Abschnitte des Aufsatzes liest, daß im September 1902 in 1 cbm der Arnohochflut 45 kg Sinkstoffe bei 3 m Wassertiefe nachweisbar waren und bei anderen Winterfluten 4,8, 9,6 und 12,1 kg. Das sind gewaltige Mengen, die in Form von sandigem Schlamm sich absetzen. Die pisanische Ebene ist daher gleichförmig niedrig und je nach der Art dieser Sedimentierung durch Hochfluten und Dünenbildung mehr oder weniger hoch. Sie zerfällt in eine Anzahl flacher Becken, und in diesen ist besonders ein zäher Tonschlamm abgesetzt, der die Regenwasser nicht eindringen läßt, den Pflanzenwurzeln Widerstand bietet und daher z. Zt. wenig ergiebig ist. Diese Böden heißen im Volke „Curigliane“ und leiden an übermäßiger Feuchtigkeit. Entwässerung, gründliche tiefe Durcharbeitung, vor allem Lockerung des Bodens und Düngung mit organischen Substanzen sind notwendig, um diesen im großen und ganzen fruchtbaren Boden ertragreich zu machen. Zahlreiche Bodenanalysen agronomischer Natur, sorgfältige Schlammbestimmungen der Arnofluten und andere derartige Details liefern das Material für die eben aufgeführten Resultate.

**Decke.**