

Allgemeine Geologie.

Allgemeines.

K. Andrée: KARL ERNST ADOLF V. HOFF als Schriftgelehrter und die Begründung der modernen Geologie. (Zugleich ein Wort über den Geltungsbereich der Aktualitätslehre.) (Schriften d. Kgl. Deutschen Gesellschaft zu Königsberg, Pr. Heft 4. 1930. 28 S.)

Vor 100 Jahren erschienen LYELL's Principles of Geology zum ersten Male. Dessen gedachte man in England besonders (vgl. das folgende Referat). Daß aber die so oft auf LYELL zurückgeführte Aktualitätslehre in ihren Grundzügen K. E. A. v. HOFF zu verdanken ist, das war nur zu oft vergessen. Mit Recht hebt deshalb Verf. die Bedeutung dieses Forschers hervor, seinen Lebensgang (1771—1837), seine Stellung zu den Gelehrten jener Zeit und dann ganz besonders die Entstehung und den Inhalt des großen, grundlegenden, fünfbändigen Werkes „Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche“ (1822—1841) schildernd. Der Bedeutung LYELL's für die Aktualitätslehre wird ebenfalls eingehend gedacht.

Verf. gibt dann aber einen Überblick über die Ansätze, die in neuerer Zeit gemacht worden sind in bezug auf eine Überprüfung des Gültigkeitsbereiches der Aktualitätslehre, wobei Verf. mit Recht zu dem Schlusse kommt, „daß wir trotz mancher Einwände der weisen Anwendung der Aktualitätslehre doch nicht entraten können: Dieses Resultat gilt für die jüngst vergangenen Zeiten der Erdgeschichte, gilt etwa für die geologischen Perioden, aus denen wir fossiles Leben kennen“! [Die bis jetzt vorgetragene Einwände gegen die uneingeschränkte Anwendung der Aktualitätslehre zeigen uns aber doch schon, daß man bei der Anwendung mit äußerster Vorsicht vorgehen muß. Ref.]

Erich Kaiser.

P. Lake: The Centenary of LYELL's Principles of Geology. (Geol. Mag. 67. 1930. 433—436.)

Hier wird die Bedeutung von CHARLES LYELL besonders hervorgehoben, wobei sein Einfluß auf die damalige Generation besonders besprochen wird. Herausgearbeitet wird eingehend der Gegensatz von LYELL zu HUTTON.

Erich Kaiser.

H. Borchert: Über die Bildung der ersten Erstarrungskruste der Erde. (GERLAND's Beitr. z. Geoph. 28. 1930. 32—54. 3 Fig.)

Die Arbeit stellt einen Versuch dar, die Ergebnisse der Astrophysik für Geologie und Geophysik zu verwerten. Verf. beginnt mit der Darstellung, wie sich die Entwicklung der Erde vor ihrer Abkühlung auf ca. 1500° C Oberflächentemperatur abgespielt haben kann. Den ersten Abschnitt stellt die Kondensation der Elemente dar; sie wird im wesentlichen bei niedriger Temperatur erfolgt sein als der heutigen Oberflächentemperatur der Sonne. Die Temperatur muß sehr langsam gefallen sein, da neben Beeinflussung durch radioaktive Vorgänge der schützende Gas-Dampfmantel die Ausstrahlung erheblich gehindert haben muß. Der zweite Abschnitt ist charakterisiert durch die Bildung chemischer Verbindungen in Reaktion mit der O₂-reichen Pyrosphäre, die Verschlackung der Schmelze, die in dem Temperaturbereich von 6000 bis 1600° C erfolgt sein muß. Die von JEFFREYS auf 15 000 Jahre angenommene Zeitdauer bis zur Kondensation ist sicherlich viel zu gering geschätzt. Millionen von Jahren sind selbst bei so kleinen Gestirnen wie die Erde notwendig, um jede kosmische Phase zu durchlaufen. Während diese Verschlackung noch einige Tausend Kilometer Tiefe erfaßt hat, wirkte die erste Kristallisationsphase nicht einmal bis 100 km Tiefe. Auch bei ihr stand hoher Sauerstoffgehalt der Gashülle und der obersten Schmelze zur Verfügung, und es kristallisierten zuerst die Oxyde der Schwermetalle aus, welche langsam zur Tiefe absanken, wo sie in einer völlig flüssigen Silikatschmelze angereichert wurden. Im Temperaturintervall bis ca. 500° C an der Oberfläche beginnt das gravitative Absinken der (Fe)Mg-Silikate, während an der Oberfläche die leichteren Silikate zu kristallisieren beginnen, welche nicht mehr absinken können. Damit hört die Oxydation der Schwermetalle auf. Das weitere Fortschreiten der Kristallisation spielt sich dann wesentlich innerhalb der Erdkruste ab, wozu der passive Aufstieg des Magmas den Anlaß gibt.

F. Errulat.

Kontinente und Ozeane.

B. Gutenberg: Hypotheses on the development of the earth. (Journ. Acad. Sci. Washington. 20, 2. 1930. 17—25. 1 Abb.)

Chemische Ausscheidung und Gravitation verursachten die Differenzierung der Erdmasse in das Material von Schale, Zwischenschicht und Kern. Gezeitenkräfte führten zur Ablösung der Mondmasse aus der Erdschale, und die bis dahin geschlossene Krustendecke wurde dadurch in einen sialischen und einen simatischen Teil zerlegt. Unter Wahrung des isostatischen Gleichgewichtes dehnte die sialische Decke sich nach der Art von Fließbewegungen wieder aus; sie mußte dabei dünner werden, wobei weniger eine Senkung der Oberfläche als gerade eine Heraushebung der unteren Grenzfläche der Sialdecke erfolgte. Im Gegensatz zu A. WEGENER wird die Bewegung der Kontinente zueinander nicht unter Spaltenbildung, sondern als Fließbewegung auf Grund hydrostatischen Druckes angenommen, wozu noch die Wirkung

der Polfluchtkraft tritt. Der Endzustand ist dadurch gekennzeichnet, daß die Massen nördlich und südlich des Äquators gleichmäßig verteilt sind. Dieser Zustand scheint annähernd erreicht zu sein. Verf. nimmt also im Gegensatz zu WEGENER nur einen geschlossenen Kontinentalblock an, der durch die pazifischen Küsten bzw. Schelfränder Amerikas, der Antarktis, Australiens und Asiens begrenzt wird. Der kontinentale und der ozeanische Krustenteil haben verschiedenen Aufbau, wie das Studium der Vorläufer wie der Oberflächenwellen bei Erdbeben ergibt. Dazu sind diese Grenzen selbst seismisch gut ausgeprägt. Im Gegensatz zum Pazifik bilden die anderen Ozeane nur Vertiefungen der sialischen Oberfläche. Ihre Küstenzonen sind seismisch nicht bemerkenswert. Die pazifischen Küsten sind dagegen Schwächezonen; die Kontraktion der Erde wirkt sich in ihnen besonders durch Beben, Gebirgsbildung, Vulkanismus aus. Polbewegungen, Polflucht, Sedimentation und Abtragung, hydrostatische Kräfte geben Zusatzenergien, die das Bild im einzelnen gestalten. Geosynklinalen werden als alte Schwächezonen aufgefaßt, welche infolge starker Sedimentation ständig weiter absinken. Die obengenannten Kräfte wirkten sich zuerst in äquatorialen Breiten aus, und preßten dort die Geosynklinalen aus, während Unterströmungen den Massenausgleich herstellten. Die Verlagerung der orogenetischen Zonen entspricht der Verlagerung des Äquators. Die heutige symmetrische Lage der Kontinentalschollen zum Äquator macht weitere starke Bewegungen unwahrscheinlich. Klimaänderungen sind von kosmischen Einflüssen abhängig.

F. Errulat.

J. Gesztl: Die Entstehung der Kontinente. (GERLAND's Beitr. z. Geoph. 27. 1930. 1—25. 5 Abb.)

Die Arbeit setzt die Versuche des Verf.'s fort, die Grundfragen der Geodynamik auf Thermodynamik und Isostasielehre einheitlich aufzubauen. Ausgangspunkt der in durchweg elementaren Formen angestellten Betrachtungen ist wiederum die Auffassung, daß der Boden der Ozeane durch freigelegtes Sima gebildet wird, und daß die sialischen Kontinente ins Sima tauchen. Schon im Jugendzustande der Erde sind Dichtedifferenzen in den verschiedenen sialischen und simatischen Schmelzen vorhanden, so daß gravitationale Schichtung eintreten muß. Mit Beginn der Kristallisation werden absinkende sialische Schollen erst durch sialische, dann durch simatische Schmelzen ersetzt, wobei der Ersatz dem Ersetzten an Masse und bei gleichem Tauschvolumen auch an Dichte gleich sein muß. Im Gleichgewichtszustand schwebt dann der fertige sialische Block, der später zum Kontinent wird, bei gleichem spezifischem Gewicht (d. h. Dichte des Sial_{fest} = Sime_{flüss.}) im Sima. Diese Umlagerungen gehen als periodische Erscheinungen immer kleiner werdender Periode und Amplitude vor sich. Trotz höherer Schmelz- bzw. Erstarrungstemperatur müssen die simatischen Massen später zur Kristallisation kommen, da sie durch die überlagernden Sialmassen gegen schnelle Wärmeverluste geschützt sind. Es ist aber nicht notwendig, daß die obersten Schichten zuerst kristallisieren; es können auch tieferliegende Massen den Anfang machen, sofern sie sialischer Natur sind. Der Verdichtungs-

prozeß der simatischen Massen bedingt erst das Herausheben der Kontinentalblöcke aus der Schmelze. Dabei ist das Verhältnis der Dicke der kontinentalen Schale zur Tauchtiefe abhängig von der relativen Verdichtung der simatischen Massen vom Schmelzpunkt an.

Zur Entstehung der kontinentalen Ausgangssprunghöhe, in der die Vorbedingung für die spätere Herausbildung ozeanischer Senken liegt, muß die Dichteänderung während der Erstarrung am meisten beigetragen haben. Aus den Dichteverhältnissen geht hervor, daß die Erdoberfläche zwei konstante Niveaus zeigen muß. Störungen in diesem Gleichgewichtszustand konnten nur nach Verfestigung der Kruste entstehen und bleiben in ihrem Ausmaße durch die Festigkeit der Kruste begrenzt.

Da die Ursache der regional verschiedenen Erstarrungsvorgänge Temperaturdifferenzen sein müssen, sucht Verf. auch nach den Entstehungsbedingungen dieser letzteren. Ausschlaggebend ist hierbei der Einfluß der Beimischungen auf den Schmelzpunkt, da sie auch bei gleichmäßig abnehmender Außentemperatur eine zeitliche Verschiebung der Kristallisation herbeiführen und relativ niedere Temperaturen im später kontinentalen Gebiete verursachen müssen. Es wären danach also regionale Massenverschiedenheiten von vornherein notwendig. Die Temperaturdifferenz zwischen kontinentalem und ozeanischem Gebiet sondert, entgegen der Schwere, beide Materialien vertikal voneinander, und läßt durch vertikale Bewegungen die Kontinente entstehen. Diese Höhendifferenz wird durch Abkühlung der Dampfsphäre und auch subkrustaler Massen weiter vergrößert. Der Stand des Erkaltprozesses ist auch maßgebend für die Frage, ob diese epirogenetischen Vorgänge ihren Abschluß gefunden haben. **F. Errulat.**

W. Jardtzyk: Über die Ursachen der Spaltung und Verschiebung der Kontinente. (GERLAND's Beiträge z. Geoph. 26. 1930. 167—181.)

Die vorliegende Arbeit bildet einen interessanten und sehr großzügigen Versuch, die Konfiguration der Festländer und Meere zu deuten. Verf. geht von der Annahme aus, daß bei einer flüssigen Erde die Winkelgeschwindigkeiten der Massenteilchen mit dem Abstände von der Erdachse, also auch mit abnehmender Breite zunehmen. Eine auf flüssigem Sima schwimmende Scholle größerer Breitenerstreckung wird dabei Kräften ausgesetzt, die nach Berechnung des Verf.'s die für Polflucht usw. angenommenen in der Größenordnung übertreffen. Wenn zur Zeit der Entstehung der Kontinente das Sima genügend fluid war, um eine merklich größere Rotationsgeschwindigkeit zu haben, als der Simablock, welcher durch die geringere Geschwindigkeit des Sima in höheren Breiten gehemmt wird, so wären Druck und Reibung imstande, Spaltenbildung, Verschiebung von Teilschollen und Gebirgsbildung im Sinne der Theorie von A. WEGENER zu erklären. Verf. versucht, die heutige Konfiguration der Erdoberfläche auf ein Kräftespiel zurückzuführen, welches im Flüssigkeitsstadium der Simazone für die großen Krustenbewegungen maßgebend gewesen sein soll. Im wesentlichen sollen Drehbewegungen der Kontinente auf der Nordhalbkugel gegen, auf der Südhalbkugel mit dem Sinn des Uhrzeigers stattgefunden haben, wobei Polbewegungen das Bild noch

komplizierten. Die gewählten Beispiele beziehen sich nur auf die großen Züge, und auf jede Kritik auf Grund regional-geologischer Verhältnisse ist verzichtet. Von den Beispielen seien nur die folgenden genannt: die Südspitze von Südamerika und der Südantillenbogen deuten auf eine r-Drehung des Kontinents und auf Zurückbleiben des Inselbogens hin, die Südausläufer der Nordkontinente erstrecken sich von NW nach SE im Sinne einer l-Drehung der Kontinente; die Richtung der Inselreihen im Pazifik und Atlantik desgleichen; die Skandinavische Halbinsel ist durch das Sima zurückgehalten, als sich der Europäische Kontinent nach S bewegte. Ob entsprechende Verschiebungen noch in der Gegenwart stattfinden, könnte nach Ansicht des Verf.'s am besten durch fortgesetzte Breitenbeobachtungen auf den Südkontinenten geprüft werden.

F. Errulat.

B. Gutenberg: Der Aufbau des Untergrundes im Pazifischen Ozean. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. 26. 1930. 156—157.)

Die von P. BYERLY gemachte Annahme einer 20 bzw. 40 km tiefen Unstetigkeit unter dem Pazifischen Ozean ist nicht notwendig. Die beobachteten Wellengeschwindigkeiten passen sich am besten der Annahme stetiger Zunahme der Wellengeschwindigkeiten mit der Tiefe an.

F. Errulat.

Lam, H. J.: Het genetisch-plantengeografisch Onderzoek van den Indischen Archipel en WEGENER's Verschuivingstheorie. (Tijdschr. v. h. K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. [2. Reihe.] 47. Leiden 1930. 553—580. 2 Karten.)

W. Bowie: Crustal Changes due to Moon's Formation. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. 25. 1930. 137—144.)

Befürwortet die Theorie der Mondablösung und diskutiert Einzelheiten der Vorgänge bei Bildung von ozeanischen Becken.

F. Errulat.

Isostasie.

Bowie, W.: Bearing of the theory of isostasie on some major geological problems. (Journ. of the Franklin Inst. 1. 1924. 181—200.)

F. A. Melton and M. K. Hubbert: Isostasy; a Critical Review. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 115. Abstract.)

Die Verf. kommen zu folgenden Schlüssen:

1. Gebiete von der Größenordnung einer morphologischen Provinz und größer scheinen gewöhnlich in einem Zustand angenäherten isostatischen Gleichgewichts zu sein.

2. Östlichen isostatischen Ausgleich gibt es nicht.

3. Die „Ausgleichstiefe“ ist noch eine unbekannte Größe. Es ist nicht einmal sicher, ob sie eine physikalische Realität ist.

Curt Telchert.

II. 19**

F. Hopfner: Zur Dreiachsigkeit der Erdfigur und Begründung der Lehre von der Isostasie. (Phys. Zs. **31**. 1930. 289—296.)

Verf. weist auf die Widersprüche hin, die zwischen der Theorie der Gleichgewichtsfigur der Erde und den Ergebnissen der Berechnungen der Äquatorellipse von HELMERT, BERROTH, HEISKANEN bestehen. Die versteckte isostatische Reduktion der Schweremessungen ist die Ursache dieser Unstimmigkeit. Auch die Kleinheit der mittleren Restfehler bei HAYFORD's Berechnungen des Ellipsoides ist nur eine Folge des Reduktionsverfahrens. Berechnet man mit Hilfe des Terms von BRUNS die wahren Schwerestörungen, dann ergeben sich die Ozeane als ausgedehnte Massendefekte, die Kontinente als Massenüberschüsse. Trotzdem können unter den Ozeanen noch Massenüberschüsse liegen.

F. Errulat.

F. Hopfner: Zur Bestimmung der Erdgestalt nach isostatischen Gesichtspunkten. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. **25**. 1930. 81—86.)

Theoretische Erörterungen als Entgegnung auf die Kritik von HOPFNER's Arbeiten durch W. HEISKANEN; Astr. Nachrichten Nr. 5669, 1929.

F. Errulat.

Ramsay, W.: Nivaförändringar och stenaldersbosättning i det baltiska området. (Niveaushöjningar und steinzeitliche Siedlung im baltischen Gebiet.) (Fennia. **47**. Nr. 4. 1927. 1—68. Mit 9 Fig. im Text.)

W. Heiskanen: Isostasie und Schwereanomalien. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. **26**. 1930. 42—50.)

Berücksichtigt man bei der Ableitung der Ellipsoidkonstanten nur oberirdische Massen ohne jede isostatische Kompensation, so kommt man zu unwahrscheinlichen Werten für die Abplattung. Immerhin stellt Verf. fest, daß die Abplattungswerte mehr vom Material als von der Reduktionsmethode abhängig sind. Wirklich beobachtete Lotabweichungen geben wesentlich geringere Erhebung des Geoids, als HOPFNER sie vermutet. Aus dem Lotabweichungsmaterial in U.S.A. entnimmt Verf., daß die isostatisch berechneten Lotabweichungen mit den beobachteten gut übereinstimmen. Wäre das Reduktionsverfahren falsch, dann müßten die nicht reduzierten Werte mit der Wirklichkeit bessere Übereinstimmung zeigen. In Verfolg der HOPFNER'schen Annahme müßten die Schwereanomalien in Küstennähe auf dem Lande negativ, auf dem Ozeane positiv werden, umgekehrt also, wie die Beobachtungen es ergeben.

F. Errulat.

F. Hopfner: Schwerereduktion und Dreiachsigkeit. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. **26**. 1930. 51—57. 2 Fig.)

Argumente gegen die isostatische Reduktion, die potentialtheoretisch nicht einwandfreie Resultate liefert.

F. Errulat.

Tektonik.

H. Cloos: Über antithetische Bewegungen. (Geol. Rundsch. 19. 1928. 246—251.)

Kleinbewegungen, die mit größeren parallel gehen, werden synthetisch genannt. Ihnen stehen abschwächende, im entgegengesetzten Sinne wie die Hauptbewegung verlaufende, antithetische gegenüber. Dazu gehören Drehverschiebungen, Hochpressungen von Muldenkernen (evtl. Münchberger Gneissmasse), Repetitionsverwerfungen, die zur Zerrung führen, Basin-Range-Struktur. In allen Fällen wird das tektonische Ziel unter einem Minimum von Vertikalarbeit erreicht.

Brinkmann.

Cloos, H.: Experimente zur Inneren Tektonik. (Cbl. Min. etc. 1928. B. 609—621.)

H. Cloos: Zur Mechanik von Gletschern, Schollen und Plutonen. (Geol. Rundsch. 20. 1929. 66—75.)

Die Ergebnisse der tektonischen Experimente mit Ton werden geologisch ausgewertet. An den Bewegungsgrenzen größerer Schollen stellen sich häufig antithetische Verschiebungen ein, die im Gegensatz zur Gesamtbewegung zu stehen scheinen, so am Rande von Gletschern und Plutonen, in Verwerfungszonen. Stets handelt es sich um Drehverschiebungen, d. h. Zerrsprünge, die unter 45° zur Wand aufreißen, sich \pm mit der Bewegung drehen, wobei sich die Schollenstreifen an ihnen verschieben, schließlich funktionslos und durch neue Spalten ersetzt werden.

Brinkmann.

H. Cloos: Künstliche Gebirge I und II. (Natur und Museum. 1929. 225—243. 1930. 258—269.)

Die tektonischen Experimente des Verf.'s mit Tonschlamm sind hier durch zahlreiche sehr gute Abbildungen erläutert. Vorgeführt wird die Bildung von Faltegebirgen z. T. mit eingelagerten starren Massen, ferner schöne Serienbilder von Zerr- und Senkungsgräben. Die Absenkung kann dabei durch Flexuren, durch Zugspalten, durch synthetische oder antithetische Verschiebungen vermittelt werden. In breiten Gräben kommt es zur Bildung von Mittelhorsten (Rheintal, Leinetal, atlantische Schwelle). Bei seitlicher Dehnung wird der Tonkuchen durch zahlreiche Verwerfungen ausgedünnt, stabile Schollen heben sich dabei als Horste heraus.

Brinkmann.

H. Cloos: Untersuchungen über Gebirgsbildung. (Forsch. u. Fortschr. 5. 1929. 161.)

—: Zur experimentellen Tektonik. (Naturwissenschaften 18. 1930. 741—747.)

Die Verformierung von Tonellipsoiden durch Dehnung führt zuerst zur Ausbildung von Zugrissen, etwas später zu Scherungsrissen, die an sich paarig auftreten müßten, von denen aber zumeist das eine System vorzugsweise entwickelt ist. Sodann wird das Bewegungsbild eines Zerrgrabens untersucht

und mittels der wahren Verschiebungsbeträge der einzelnen Massenpunkte gezeigt, daß synthetische und antithetische Randstörungen zwar äußerlich sehr verschieden sind, im Effekt jedoch nahe übereinstimmen. Zeichnet man von Punkt zu Punkt die Verformungen ein, so läßt sich der Zusammenhang zwischen geologischer Struktur und mechanischer Bewegung exakt aufzeigen.

Brinkmann.

M. Lagally: Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. (Zs. Gletscherkde. 17. 1929. 285—301.)

Ausgehend von der Strömungstheorie der Gletscher wird eine Darstellung der Spaltenentstehung gegeben, die auch für die allgemeine Tektonik Interesse besitzt. In guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen (ALB. HEIM, H. CLOOS) wird abgeleitet, daß auf einer bewegten Scholle unter 45° schräg vorwärts gegen den Rand verlaufende Spalten entstehen müssen, die an der Oberfläche senkrecht stehen und mit der Tiefe nach vorn einfallen. Aus der Breite und Lage der spaltenerfüllten Zone lassen sich gewisse Rückschlüsse auf die Form der Randstörung ziehen.

Brinkmann.

H. Breddin: Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. (Geol. Rundsch. 21. 1930. 367—388.)

Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind von zahllosen linsenförmigen, z. T. auch gefalteten Gängchen durchtrüert, die von lateralsekretionärem Quarz, Chlorit und Carbonat erfüllt sind. Aus einem regionalen Überblick ergibt sich, daß die Häufigkeit der Gänge mit der Intensität der Schieferung in engstem Zusammenhange steht. Eine Erklärung dafür liefert die Feststellung, daß bei der Schieferung aus tonigen Gesteinen 50—150 l Wasser/m³ Gestein ausgepreßt werden (Sinken des Porenvolumens von 15 auf 2 %, dazu Kristallwasserverlust von 1—2 %). Diese zur Oberfläche wandernden Lösungen dürften die Gangfüllung abgesetzt haben.

Die Gleitbretttheorie der Schieferung wird zugunsten der Auffassung von A. BORN abgelehnt. Leider fehlen jegliche Messungen über die gegenseitige Lage von Schieferungsebene, Milchquarzgängen und Fossilstreckung, die für das Problem zweifellos von großer Bedeutung wären.

Brinkmann.

G. G. Maccarthy: Experiments in Underthrusting. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 172. Abstract.)

Unterschiebungen und Unterfaltungen lassen sich beim Experimentieren mit plastischem Material am leichtesten durch folgende Faktoren bewirken: große Plastizität des Materials, aufwärts bewegte Widerstände, ungleiche Verteilung der Belastung. Überschiebungsstrukturen erreicht man durch gegenteilige Bedingungen.

[Vgl. hierzu die vielseitigen Experimente von H. CLOOS, an verschiedensten Stellen 1929 publiziert; einige Referate auf S. 299 ds. Heftes.]

Curt Teichert.

Erich Bederke: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. (Fortschr. der Geologie und Paläontologie 7. H. 23. Berlin 1929.)

In den Mittelsudeten liegt bis zu einem gewissen Grade die Entscheidung über den Bauplan des variscischen Gebirges, je nachdem die Deckennatur des Eulengeißes nachgewiesen wird oder es wahrscheinlicher ist, daß diese Scholle im unmittelbaren Untergrunde wurzelt. Verf., dem wir bereits eine Anzahl wichtiger Arbeiten über diese Gegend verdanken, geht im Rahmen einer Darstellung von Stratigraphie, Alter und Bau des variscischen Anteils des Gebirges, im besonderen den genannten Problemen nach.

Der erste Teil ist stratigraphischen Bemerkungen gewidmet. Hervorgehoben sei, daß das von E. ZIMMERMANN ins Devon gerückte „Fürstenberger Culm“ wieder zum Untercarbon gestellt wird. Gliederung und Faziesverhältnisse des Freiburger Devons werden eingehend untersucht. Auch südlich des Eulengeißes transgrediert to I, doch folgen dann Kalke bis zur Gattendorfiastufe. Bei Wartha dagegen greift erst to II über. Im Untercarbon ist die liegende Stufe des unteren Kohlenkalkes (II γ) auf die Umgebung des Eulengeißes beschränkt, und zwar ist sie im N terrestrisch, im S marin ausgebildet. Der Obere Kohlenkalk (III α — β) dagegen greift weiter über.

Die tektonische Beschreibung ist äußerst eingehend gehalten. Bemerkenswert sind zwei Tatsachen, einmal das Fehlen eines durchlaufenden Faltenbaus, zweitens das Vorherrschen von gegen SW gerichteten Bewegungen, so im Sattel des Gaablauser Kulmvorsprungs, bei Freiburg, an der großen Glatzer Überschiebung, deren Schubweite 1—2 km betragen mag. Art und Richtung der Faltung ist stark von den benachbarten Massiven abhängig, so bei Freiburg und Wartha, wo zugleich Durchspießungen mobiler Horizonte eine große Rolle spielen. Die Hauptfaltung ist überall, wo nachweisbar, sudetisch, mit schwachen inneroberdevonischen (?) und vorkulmischen Vorläufern. Von jüngeren Phasen wirkte die erzgebirgische (sehr schwach), die asturische und saalische.

Das Eulengeißmassiv ist steil gegen SW angepreßt, dagegen von N und O her wird es überschoben, kann also schon aus diesem Grunde keine Deckscholle sein. Hinzu kommt, daß Gneisgerölle sich sicher im Oberdevon, wahrscheinlich schon im Silur finden, daß also das Massiv mit dem umgebenden Paläozoicum in sedimentärem Verbands steht. Als Hochgebiet ist es im Devon und Culm zweifelsfrei nachweisbar.

Im ganzen führen also die Untersuchungen des Verf.'s zu dem Ergebnis, daß die Mittelsudeten kein variscisches Deckenland sind, daß sie nicht einmal Faltenland, sondern ein fast germanotyp disloziertes Gebiet darstellen, in dem ältere kaledonische Kerne als Rahmen wirksam waren. Die Mittelsudeten stellen also einen Fremdkörper im variscischen Bau dar, der im toten Winkel zwischen den nach O weiterstreichenden mitteldeutschen Varisciden und den sich in Oberschlesien damit scharenden Ostsudeten liegt.

R. Brinkmann.

Hermann Scholtz: Das variscische Bewegungsbild, entwickelt aus der Inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. (Fortschr. der Geologie und Paläontologie 8. H. 25. 1930.)

Die Arbeit behandelt in Anlehnung an die Untersuchungsverfahren, die H. Cloos an plutonischen Massen entwickelte, das tektonische Gefüge von Teilen des variscischen Sedimentgebirges (Hunsrück, thüringisches Schiefergebirge) mit dem Ziele, aus sorgfältigen Einzelbeobachtungen das gesamte Bewegungsbild synthetisch zu rekonstruieren. Nach Methode und Ergebnissen stellt sie einen bedeutsamen Beitrag zu der neuerlich so viel erörterten Frage nach der Entstehung der Schieferung und dem Baustil des Variscikums dar.

Genau Einzelbeobachtungen ergaben, daß im Hunsrück die gefalteten Schieferpakete des Unterdevons von einer intensiven Schieferung durchsetzt wurden, die in der bekannten Weise von der Korngröße des Materials abhängig ist. Die Schieferungsfläche fällt dabei stets nahezu mit den Achsenebenen der Falten zusammen. Mikroskopische und makroskopische Beobachtungen erwiesen, daß die Schieferungsebenen Scherflächen sind, auf denen sich in zahllosen kleinen Überschiebungen die tektonische Spannung weiter auswirkte, nachdem eine Faltung nicht mehr möglich war. Noch jünger als die Schieferung ist die sog. Schubklüftung, die sowohl Schichtung wie Schieferung durchsetzt und in gleicher Weise aus kleinen Überschiebungen besteht. Es ist gewissermaßen eine zweite Schieferung, die auf den alten Ablösungsflächen eine feine Runzelung bewirkt, nur ist sie im allgemeinen weniger regelmäßig verteilt. Ein System von Querklüften steht senkrecht auf der Schubklüftung.

Die regionale Verfolgung dieser Merkmale ergibt, daß der südlich der Mosel verlaufenden Schichtmulde auch eine asymmetrische Schieferungssyncline folgt mit steilem Südost- und ziemlich flachem Nordwestflügel. Noch deutlicher zeigt sich dies bei dem jüngsten tektonischen Element, der Schubklüftung, die eine steile trichterförmige Mulde, die „Moselachse“, bildet, die den alten starren Kern des Schiefergebirgssüdrandes begleitet. Diese „Achse“ ist als steile Pressungszone anzusprechen, von der Bewegungen nach NW und SO ausgingen und in der sich infolge des Funktionsloswerdens der steilgestellten Schieferung ein zweites System von Bewegungsflächen, eben die Schubklüftung, ausbilden mußte.

Ganz analog liegen die Verhältnisse in Thüringen. Die Schieferung gehorcht hier den gleichen Gesetzmäßigkeiten, die Schubklüftung tritt dagegen an Bedeutung zurück. Die regionale Anordnung ist spiegelbildlich zu der im Hunsrück, indem sich südlich an das Kristallin des Thüringer Waldes eine ähnlich stark durchbewegte steile Schieferungsmulde anlehnt, die sog. „Schwarzachse“, in der sogar auch Eruptiva aufgestiegen sind. Im Hauptteil des Gebirges fällt die Schieferung nach NW, also umgekehrt wie im großen und ganzen im rheinischen Gebirge. Hierbei fällt auch Licht auf die Entstehung der Quersattelzone. Aus dem geologischen Kartenbild und dem nördlichen Auslenken der Schieferung ergibt sich, daß es sich um eine normal erzgebirgisch gefaltete, aber später einseitig hochgekippte Scholle handelt, in der von Quersattelzone keine Rede sein kann.

Aus dem Fallen der Schieferung geht hervor, daß die Teilbewegungen im variscischen Gebirge bald gegen NW, bald gegen SO gerichtet waren. Verf. erklärt diese Uneinheitlichkeit in der Weise, daß er einen Nordschub als das Primäre annimmt und nach Ablehnung der Deckentheorie gleichsinnige Gefügebilder auf Überschiebungen, ungleichsinnige (antithetische) auf Unterschiebungen zurückführt, wobei eingelagerten starren Massen eine wichtige Rolle zukommt. Insgesamt ist der variscische Faltungstrog begrenzt auf das Brabanter Massiv im N, die Böhmisches Masse im S und unterteilt von der „Spessartschwelle“. Die Zusammenpressung führte zu besonders starken Stauungen der mobilen Füllung am Nordrande (Moselachse) und am Südrande (Schwarzachse) der starren kristallinen Massen, die die Ausbildung eines steilen Schieferungsfächers und eine gleichzeitige Metamorphose bewirkten. Diese Uneinheitlichkeit des Bewegungsbildes unterscheidet das variscische Gebirge von den Alpen, in denen antithetische Verschiebungen völlig fehlen sollen.

Was die Entstehung der Schieferung betrifft, so tritt Verf. im Gegensatz zu A. BORN, entschieden für die Scherflächennatur ein. Zugunsten dieser Ansicht lassen sich die Bewegungsspuren und der nahe Zusammenhang mit der Faltung anführen.

R. Brinkmann.

K. Hummel: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). (Fortschr. der Geologie und Paläontologie. 8. H. 24. Berlin 1929.)

Die umfangreiche Arbeit gibt eine Analyse der tektonischen Ereignisse, die, vom Tertiär bis in die heutige Zeit fortwirkend, sich in der hessischen Senke und Rhön abspielten, wobei in anregender Weise geologische und morphologische Methoden einander ergänzend verwandt werden. Der Begriff „tektonisch“ ist allerdings insofern eng gefaßt, als nur weitspannige Verbiegungen in Betracht gezogen, die schmalen eigentlichen Störungszonen dagegen gänzlich vernachlässigt werden. Geboten wird daher mehr eine Entwicklungsgeschichte des epirogenen Wellenwurfes und seine Beziehungen zur heutigen Landschaft als die eines „Schollengebirges“. Verf. meint, daß die Verwerfungen gegenüber den großräumigen Schrägstellungen quantitativ zurücktreten; das ist in gewisser Hinsicht richtig, aber andererseits bedeutet eine solche notwendig einseitige Betrachtung doch eine Einschränkung des Forschungsbereiches und damit der Ergebnisse. Vor allem für die Frage der Zeitlichkeit der Bewegungen und ihrer Verknüpfung mit vulkanischen Vorgängen hätte sich wohl manches gewinnen lassen.

Die auf einer Strukturishypsenkarte dargestellte Gesamtdeformation läßt sich angenähert auf zwei Zeiten, eine vorbasaltische und eine nachbasaltische, verteilen. Der vorbasaltische (etwa vorobermiocäne) Zustand wird in einer geologischen Karte der Basaltunterkante rekonstruiert. Aus dem Verlauf der Schichtstufenränder läßt sich ein flacher hercynischer Faltenwurf ablesen, dessen Achsen allerdings den Grabenzonen nicht immer parallel laufen sollen. Diese Wellung dürfte mesozoisch angelegt sein, wirkte aber noch bis ins Oligocän hinein nach. Einige Bemerkungen gelten den kleinen

Muschelkalkschollen der Rhön, die BÜCKING als Schlotteinbrüche, GRUPE als Gräben ansah; Verf. denkt mehr an Schlotbreccien und Pingenbildung infolge Salzauslaugung.

Ganz andere Züge weist die nachbasaltische Deformation, dargestellt in einer Isohypsenkarte der Basaltbasis, auf. Rheinische Züge herrschen vor, Hauptelemente sind die Rhönachse und die ebenfalls länglich gestreckte Vogelsbergschüssel, die durch eine flache Einbiegung, die Westrhönsenke, getrennt werden. Letztere ist in eine Reihe von Einzelbecken (Hünfeld, Fulda, Neukirchen usw.) gegliedert, in denen eine Eindellung der altpliocänen Verebnungsfläche nachweisbar ist, so daß Oberpliocän erhalten bleiben konnte. Morphologische Beobachtungen lassen die Bewegungen etwa an die Wende Pliocän—Diluvium setzen. Ähnliche Verbiegungen weist Verf. im Knüllgebirge und in der seit langem absinkenden Niederhessischen Senke nach, in der mächtige Tertiärsedimente mit einer tiefen Lage der Basaltbasis zusammenfallen. Im Vogelsberg dürfte das Sinken mit dem Beginn der Basalteruptionen eingesetzt haben; durch die Oberwaldachse, deren Wesen allerdings nicht klar heraustritt, wird das Becken zweigeteilt.

Nach S und W schließen sich weitere Becken und Schwellen an (Odenwaldhorst, Becken von Hanau und Butzbach, Gießen, Amöneburg), die von der Wetterau in den Rheintalgraben überleiten. Auch hier begannen die epirogenen Bewegungen im mittleren Tertiär und setzten sich in differenzierter Weise bis in die jüngste Zeit fort, wobei sie anscheinend im höheren Pliocän und im älteren Diluvium beträchtliche Intensität erreichten.

Schlußbetrachtungen sind dem Verhältnis zum Oberrheintal gewidmet. In Niederhessen zerspaltet sich die große Senkungszone in eine Anzahl bajonettförmig aneinander abgesetzter Einzelbecken, wobei gelegentlich alte variscische Richtungen wieder aufgelebt sind. Auf einen Fortbau der tektonischen Bewegungen von N nach S und die Analogien zur gesamten Mittelmeer-Mjösenzzone, die darin zum Ausdruck kommen, wird hingewiesen. Als letzte Ursachen für das gesamte tektonische Bild werden Unterströmungen im Sinne von CLOOS angesehen. Beziehungen zwischen Tektonik und Vulkanismus ließen sich nicht nachweisen. Ein letzter Abschnitt behandelt das Flußnetz; von manchen Ausnahmen abgesehen, strebt die Entwässerung von den vulkanischen Aufschüttungen fort, und die Hauptflüsse halten sich an die basaltfreien Gebiete.

R. Brinkmann.

W. Klüpfel: Zur Geologie des Vogelsberges. (Kritische Erörterungen zu K. HUMMEL's Arbeit: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. Gießen 1930.)

Verf. bemängelt prinzipiell das Fehlen einer genauen Stratigraphie in der genannten Arbeit und entwickelt anschließend eine Gliederung des Tertiärs in Niederhessen. Danach begann der Vulkanismus im Burdigal mit sauren Eruptionen, im Torton-Sarmat folgten die Basalte. Eingehend werden die Differenzen gegenüber HUMMEL, besonders im Vogelsberg, behandelt und an zwei Profilen die verschiedenen Auffassungen erläutert. Die Achsenführung HUMMEL's berücksichtigt die Grabenzonen zu wenig. Es wäre zu

wünschen, daß bald ausführliche Beobachtungen vorgelegt würden, die auch dem Fernerstehenden eine Beurteilung der Streitfragen ermöglichen.

R. Brinkmann.

Brennich, Gerhard: Der Gneiskeil bei Berneck im Fichtelgebirge. (Geol. Rundsch. 21. 1930. 218—233. 2 Fig. 1 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 614.

Fischer, W.: Neuere Beobachtungen zur Tektonik der Umgebung von Dresden. (Sitz.-Ber. u. Abh. d. naturw. Ges. Isis Dresden. Jg. 1929. 13—14. Dresden 1930.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 606.

Bederke, Erich: Oberschlesien und das Variscische Gebirge. (Geol. Rundsch. 21. 1930. 234—242. 1 Fig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 613.

W. A. Setchell: The Coral Reef Problem in the Pacific. (Proc. III. Pan-Pacific Science Congr. 1. Tokyo 1928. 323.)

Es wird betont, daß entgegen der generalisierten DARWIN'schen Senkungstheorie jede Riffgruppe ihre besondere Geschichte hat. Es gibt auch sehr wohl gehobene Riffe im Pazifik; abgestorbene Unterwasserriffe sind nicht selten und deuten auf veränderte Verhältnisse.

R. Brinkmann.

A. C. Lawson: The Cordilleran Shield. (Proc. III. Pan-Pacific Science Congr. 1. Tokyo 1928. 371—389.)

Die verschiedenen Teile der Kordilleren werden in ihrem historischen Werdegang besprochen, vor allem mit Rücksicht auf daran anknüpfende geotektonische Theorien (Isostasie, Magma usw.).

R. Brinkmann.

L. F. Noble: The San Andreas Rift in a Part of Southern California. (Proc. III. Pan-Pacific Science Congr. 1. Tokyo 1928. 394-401.)

Es wird die sehr unruhige Morphologie längs einer noch heute in Bewegung befindlichen Blattverschiebung beschrieben (Überschiebungen von Granit auf Quartär!). In Bewegung ist die Zone schon seit dem Mesozoicum.

R. Brinkmann.

W. Nehm: Bewegungsvorgänge bei der Aufrichtung des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges. (Glückauf. 1930. 66. 789—797.)

1. Auf Grund eingehender Untersuchungen im Felde der Zeche Centrum-Morgensonne werden die Störungen nach Alter und Bewegungsrichtung eingeordnet.

2. An Hand von Aufschlüssen des Sutanwechsels läßt sich feststellen, daß es geologische Dislokationen innerhalb des Schichtengefüges gibt, die äußerlich nicht zu erkennen sind. Daher wird vermutet und bis zu einem gewissen Grad nachgewiesen, daß während des Faltungsvorganges in den Schichten Massenwanderungen auftreten, die örtlich zu verstärkten Versteifungswänden führen; diese sind maßgebend für die spätere Bildung der Störungen.

3. Die Gebirgsstörungen haben die Neigung, sich nach einer gewissen Gesetzmäßigkeit zu bilden. Zu jedem Abschnitt des Faltungsvorganges gehören noch ganz bestimmte Störungserscheinungen. Diese Gesetzmäßigkeiten erinnern stark an den von Cloos beobachteten Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge.

H. Schneiderhöhn.

X. Stalnier: L'Extrémité Ouest du Bassin de Mons. (Matériaux pour l'étude du Bassin de Namur. 4. T. Annales des Mines de Belgique. 1928. 91—193.)

Die Arbeit behandelt den Aufbau des an der französisch-belgischen Grenze gelegenen westlichsten Teiles des Beckens von Mons, welcher auch belgischerseits noch wenig erforscht ist. Seine Ausführungen stützt Verf. auf eigene Feldbeobachtungen, die einschlägige Literatur (36 Autoren) und erläutert seine Ergebnisse durch 8 Profile und 1 Übersichtskarte. Bezüglich aller früheren Hypothesen verweist er auf die umfassende Arbeit von M. A. RENIER: „Les gisements houillers de la Belgique“. 8° suite. Ann. d. Mines CXXII. 1921.

Sehr eingehend werden sowohl tektonisch, als auch stratigraphisch folgende Punkte bewiesen:

1. Das „Massiv von Boussu“ stellt ein stark gestörtes Gebiet dar, das durch die Faltenüberschiebung von Boussu von allen höheren produktiven Steinkohlenschichten getrennt ist, auf die es durch die Boussu-Falte überschoben wurde. Das Massiv besteht aus Silur, Devon, Untercarbon und Dinant. Obercarbon sehr fraglich. Es ist vollständig getrennt von dem „Massiv von Denain“. Die „Boussu“ ist also nicht die Verlängerung der Faltenüberschiebung „Gran de retour“ des nordfranzösischen Beckens.

2. Das „Massiv von Borinage“ setzt trotz der Abnahme, die es durch die Faltenbildung erlitten hat, mit beträchtlicher Mächtigkeit nach W fort. Sein Nordrand folgt dem Grand-Hornu nach Thulin, den Bohrungen und südlichen Schächten von Hensies und Pommeroeul, und setzt sich noch unter der „Gran de retour“ nach W, in die bekannten Gebiete des Bassins von Valenciennes fort.

3. Der Südrand des Massivs von Borinage wird durch übereinanderlagernde Faltenüberschiebungen abgeschnitten, wovon die eine die „Gran de retour d'Anzin“ sein dürfte. Infolgedessen würde das „Massiv von Denain“ ein abgetrennter Teil des Südrandes des „Massivs von Borinage“ sein.

4. Die Grenze zwischen den beiden großen Synklinalen von Mons nach O und von Valenciennes nach W folgt nicht der politischen Grenze.

Auch auf einige andere große Faltenüberschiebungen, die durch das betrachtete Gebiet setzen, wird eingegangen. Ihre Beziehungen zu den jenseits der Grenze bekannten werden festgestellt.

Ein besonderer Abschnitt wird den großen tektonischen Wesenszügen des belgisch-französischen Beckens gewidmet und versucht, auf Grund des eben geschilderten Aufbaues die Struktur der unbekanntenen Westhälfte vorauszusagen. Sie soll weniger gefaltet und zusammengepreßt sein als die Osthälfte.

Fr. Buschendorf.

H. Quiring: Gänge, Sprünge und flache Überschiebungen im Spateisensteinbezirk von Bilbao. (Zs. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wesen i. Pr. Staate. Berlin 1929. 52—63.)

Der Tiefbau der Grube Dicado bei Mioño in der Provinz Santander, der bis zu 350 m unter Tage vorgedrungen ist, erweist, daß die in ihrer Genesis viel umstrittenen und in der Unterkreide aufsetzenden Spateisenstein-Körper des Erzbezirkes von Bilbao echte Gänge hydrothermalen Entstehung sind. Die Eisencarbonat abscheidenden Quellen sind nach der Faltung der Sedimente, die in der Oberkreide stattgefunden hat, im Miocän aufgestiegen, haben hierbei nicht nur klaffende Spalte ausgefüllt, sondern auch das kalkige Nebengestein weitgehend metasomatisch vererzt. Die Spateisenstein-Generation fällt mit einer tektonischen, „gerichteten“ Zerrung zusammen, deren Ursprung in einer zonaren WNW—OSO-gerichteten Aufwölbung über einer magmatischen Intrusion erblickt werden kann.

Als begleitende Effusion sind die am Monte Axpe sowie bei Guernica ausgebreiteten Ophite, Tephrite und Trachyte zu betrachten.

Die Roteisenerzbildung verlegt Quiring ins Spätmiocän, die Brauneisenerzbildung (hydratische Verwitterung) ins Quartär.

Die Erzkörper werden außer von Sprüngen auch von flachen Überschiebungen durchsetzt. Inwieweit die von Quiring in den Bauen der Grube Dicado festgestellte postsideritische Überschiebungskluft, die N 40° W streicht und mit 25° nach NO einfällt, mit den jüngsten Phasen der Pyrenäen-faltung zusammenhängt, läßt sich noch nicht sagen.

Eine übersichtliche Zeittafel am Schlusse des Aufsatzes erleichtert den Überblick.

Zimmermann.

H. A. Brouwer: The major tectonic features of Celebes. (Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam, Proc. 33. 1930. 338—343. Mit 2 Textfig.)

Die Hauptergebnisse über die jüngsten Untersuchungen des Verf.'s in Celebes sind auch veröffentlicht in H. A. BROUWER: De tektoniek van Celebes. 1930. Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. Ergänzend sei hier noch folgendes erwähnt.

Frühere Angaben über horizontale Lagerung der alttertiären Sedimente haben sich nicht bestätigt. Die tertiären Faltungsbewegungen waren sehr intensiv, und selbst das Neogen ist intensiv gefaltet und verschiedentlich überkippt.

Die 3 unterschiedenen Zonen entsprechen ganz denen von Japan, wie sie erstmals E. NAUMANN 1885 dort erkannt hat. Überhaupt fügt sich die Struktur und geologische Zusammenstellung vollkommen in den Rahmen des circumpazifischen orogenetischen Systems ein.

F. Musper.

Vulkanotektonik.

H. Cloos: Zur Terminologie der Plutone. (Fennia. 50. Helsingfors 1928. Mit 5 Textfig.)

Verf. schlägt vor, bei tiefenvulkanischen Gebilden in Analogie zu „Vulkan“ das Wort „Pluton“ für den magmatischen Körper zu gebrauchen und die

Spezifizierung durch Eigenschaftsworte vorzunehmen. Dies hat zweifellos viel für sich. Vor allem aus dem Grund, weil in den zurzeit gebräuchlichen Namen wie Batholithe, Phakolithe, Harpolithe usw. nur die Form des Körpers einen Ausdruck findet, während die mindestens ebenso wichtigen Beziehungen der inneren Tektonik des „Plutons“ zu seinem Nebengestein unberücksichtigt bleiben. Und gerade diese Beziehungen lassen sich stets sicher beurteilen, während die wahre Gestalt eines Eruptivkörpers nur zu oft hypothetisch bleibt.

Als wichtige Eigenschaften der Plutone erscheinen: Konkordante oder diskordante Einschaltung ins Nebengestein, konforme oder diskonforme Lage der innentektonischen Elemente zum Kontakt, harmonische oder disharmonische Lage der Innentektonik zur Tektonik des Nebengesteins und endlich auch die zeitliche Beziehung zwischen Intrusion des Plutons und regionaler Tektonik des Gebietes.

Zum Schluß weist Verf. darauf hin, daß man diese Betrachtungsweise auch auf rein tektonische Körper anwenden kann, indem man auch hier die Beziehungen eines in sich einheitlichen tektonischen Komplexes — kurz „Tekton“ genannt — zu seinem Rahmen untersucht. **G. Fischer.**

R. A. Daly: Bushveld Igneous Complex of the Transvaal. (Shaler Memorial Series.) (Bull. geol. soc. of America 1928. 30. 703—768.)

[Über die wichtigeren petrographischen Angaben dieser Arbeit ist in Heft 2, S. 270—276 dieses Bandes berichtet worden.]

Der so viel besprochene, uns so vielerlei große Probleme noch aufgebende Bushveld-Eruptiv-Körper, über den in diesem Jahrbuche u. a. 1911 II. 399; 1924 II. 47; 1925 II A. 229—236; 1925 II B. 105—112; 1926 I B. 225—227; 1926 I A. 306; 1926 II B. 60—61; 1927 I A. 244—245; 1927 I B. 348, 349 bis 352; 1927 II A. 102—108; 1927 II B. 190; 1928 I. 90; 1930 I. 150—155; 1928 Beil.-Bd. 57 A. 631—664; Cbl. f. Min. 1927 B. 112; 1929 A. 193—202; 1930 A. 205—207 berichtet worden ist, wird seiner geologischen Entwicklung nach in dieser Arbeit wiederum umrissen, wesentlich im Anschluß an die Arbeiten von G. A. F. MOLENGRAAFF, A. L. HALL, P. A. WAGNER und anderen südafrikanischen Geologen. Diese Entwicklungsgeschichte sei noch längst nicht geklärt, doch hofft Verf., daß A. L. HALL das bis jetzt Erreichte bald zusammenfassen werde, welchem Wunsche sich Berichterstatter gerne anschließt. Einige allgemeinere Gesichtspunkte seien hier wiedergegeben.

Der Aufbau ist in großen Zügen: Auf dem Liegenden, Transvaal-Schichten, die mit konkordanter Lagerung von allen Seiten unter den Bushveld-Eruptiv-Körper untertauchen, lagern:

1. Eine oberste mächtige Folge von felsitischen und stellenweise basischen, tuffigen („pyroclastic“) Gesteinen, ausgesprochen effusiv, mit enger begrenzten Linsen von Schiefer und Sandstein, die auf längere Dauer von Oberflächen-Vulkanismus hinweisen.

2. Eine dicke, unregelmäßig begrenzte Lage von Granophyr und körnigem roten Granit.

3. Eine sehr mächtige Folge von noritischen Gesteinen mit ihren wunderbaren schichtartigen („bedded“) Differentiationsprodukten.

4. Eine Anzahl von weit durchstreichenden Lagergängen („sills“) von Norit und „Diabas“, die in den Sedimenten des Liegenden der Norite in großer Zahl und weiter Erstreckung im Streichen aufsetzen.

5. Ein körniger hellroter Granit durchsetzt den Hauptnorit in weit anhaltenden Gängen und gestreckten stockartigen Massiven.

Alle diese fünf Glieder des Bushveld-Eruptiv-Komplexes seien syngenetisch, während die durchsetzenden Alkaligesteine der Pilandsberge, von Leeuwfontein, Spitzkop usw., die von früheren Bearbeitern des Gebietes als zum Bushveld-Eruptivkörper gehörig angesehen werden, doch wesentlich jünger seien, einer besonderen petrographischen Periode gehören, die Post-Karoo und Prätertiär-Alter habe [also jurassisches oder cretaceisches Alter habe, wahrscheinlich letzteres. Ref.]. Noch jünger sei der Durchbruch der Pretoria-Salzpfanne mit ihrer erhaltenen maarartigen Kraterform.

Die Dimensionen des Eruptivkomplexes sind durch folgende Ziffern gegeben: Längsdurchmesser 480 km, Querdurchmesser 200 km, Länge der Peripherie 1200 km, Flächenraum 55 000 km². Jede dieser Ziffern sei vor der Abtragung mindestens 10 % größer gewesen. Die Mächtigkeit dürfte 5000 m überschritten haben.

Nach Meinung des Verf.'s begann die Eruption schon während der Ablagerung der jetzt den Rand bildenden Sedimente mit dem Ausbruche von basischen Laven, die als Ongeluk-Laven (Daspoort-Stufe) und als Dullstroom-Eruptivgesteine bezeichnet werden. Basaltisches Magma trat mit den letzteren in die Sialschale ein.

Da nun die Zufuhrkanäle für die erste Magmenförderung tief unter dem Eruptivkörper verborgen liegen, werde die Darstellung der zeitlichen Folge aller späteren Geschehnisse sehr erschwert. Die Oberflächen-Eruptionen begannen eine weite trogartige Einbiegung der Transvaalschichten auszufüllen. Es frage sich nun, ob die den Eruptivkörper speisenden Laven direkt von einer primären basaltischen Zone unter dem Sial [dem von R. A. DALY bei allen seinen vulkano- und petrogenetischen Darlegungen hervorgehobenen „basaltischen Substratum“, aus dem er dann durch Differentiation und z. T. weitgehende Assimilation die große Verschiedenheit aller Eruptiva ableitet. Ref.] emporgestiegen seien, oder ob sie erst in einem oder mehreren (aber wohl recht großen) Lakkolithen oder Chonolithen eingedrungen waren, aus dem das Magma nach chemischer Veränderung (wohl Differentiation) erst die Oberfläche erreicht habe. Weiter frage man sich, ob bei der Gliederung in die fünf angegebenen Teilgesteine reine Differentiation gespielt habe, weshalb denn das Hauptgestein ein Norit, nicht ein Gabbro sei, woher die erstaunliche Bänderung des Norites komme, weshalb die hochtitanhaltigen Magnetitdifferentiate nahe dem hangenden Salbande des Hauptnorites, andere weit durchhaltende „Linsen“ (besser wohl auskeilende Lager) von chromhaltigem Magnetit nahe der Basis auftreten, wie denn diese Massen von hohem spezifischen Gewichte in dem kristallisierenden Magma festgehalten wurden. Wie weit habe Assimilation eine Rolle gespielt? [Ref. glaubt nach

seinen allerdings nur recht kurzen, aber verschiedene Teile des Bushveld-Eruptivkörpers umfassenden Besuchen (1927 und 1929), daß man ohne Inanspruchnahme weitgehender Assimilation alle Probleme des Bushveldes nicht lösen könne. Ref. muß aber hervorheben, daß, wenn er diese Auffassung dem leiderso früh verstorbenen, das Bushveld doch genau kennenden, häufigeren Reisegefährten, Kollegen P. A. WAGNER, vortrug, dieser immer wieder gewichtige Einwände zu machen hatte. Ref. glaubt aber diese seine allgemeinere Auffassung, ohne auf Einzelheiten, wie z. B. die lang anhaltenden, eingeschlossenen Schollen von Transvaalschichten gerade im Hauptnoritkörper, hinweisen zu können, aussprechen zu sollen.] Verf. fragt weiter, ob denn das Absinken jener Transvaal-Geosynklinale, welche der Bushveld-Eruptivkörper darstelle, ausreichend sei, um zur Aufschmelzung saurer Krustengesteine in dem „basaltischen Substratum“ und damit zum Austreten saurer sekundärer Magmen zu führen. Zeigen die weitanhaltenden Lagergänge in dem Liegenden des Hauptnorites eine Leichtflüssigkeit und Überhitzung des Magmas zur Zeit der Injektion an? Die Fülle der Fragen sei [sicherlich, Ref.] damit nicht erschöpft.

Man müsse den nicht weit entfernten eigenartigen Vredefort-Dom (HALL and MOLENGRAAFF, vgl. Ref. dies. Jb. 1927. II B. 30—41) berücksichtigen. Dort habe starker tangentialer Druck zu der Emporwölbung geführt. Vielleicht habe eine Emporwölbung in noch größerem Maßstabe bei der Ausbildung des-Bushveld Eruptivkörpers mitgewirkt. Das gebildete Gewölbe sei dann zentral eingebrochen, während der Rand durch den tangentialen Druck immer mehr gehoben sei. Das führte im Inneren der Einsenkung auf einen Druck auf das „Substratum“, von dem aus dann Magma aufdrang. Unter Aufschmelzung des erhitzten Nebengesteines und unter Differentiationserscheinungen sei durch den Druck des überschweren Randes der Einsenkung Magma aufgedrungen, was sich in Lavafluten und dem pyroklastischen Material felsitischer und verwandter Oberflächengesteine zeige. Unter dem Drucke der ausgeflossenen Laven, aber auch durch weiteren Tangentialdruck sei eine weitere Absenkung der zentralen Teile erfolgt, was zum Ausbruche der Felsite, Granophyre und roten Granite führte, dem dann das schwerere Differentiat, das Noritmagma als Injektion unter die sauren Gesteine folgte. Das Aufsteigen von neuem Magma hörte erst auf, nachdem die ausgestoßenen Magmamengen ein ausreichendes Gegengewicht gegenüber dem aufgewölbten Rande bildeten, der sich hoch, wohl über 5000 m, über die ausgefüllte „geosynklinale“ Senke erhob.

Das zusammengesetzte Granit-Granophyr-Norit-Magma habe eine an die Atmosphäre herangrenzende gewaltige Lavamasse gebildet, die von Zufuhrkanälen vielleicht batholithischer Ausmaße gespeist war. Wenn auch die Noritmasse als Lopolith aufgefaßt werden könne, so sei doch für den Gesamtkörper diese Bezeichnung nicht gerechtfertigt.

Auffallend sei, daß die basischen Gesteine zahlreiche Lagergänge gebildet hätten, daß aber die sauren Gesteine niemals in dieser Injektionsform aufträten.

Das Noritmagma sei nach seiner Injektion differenziert worden und

habe die ausgezeichnete Bänderung in Anorthosite, Pyroxenite, Eisenerz, Chromit und Dunit erhalten.

Das hervortretendste, aber dunkelste Problem sei die vollständig gleiche (konkordante) Lagerung der liegenden Sedimente und der gebänderten Differentiate der Norite. Verschiedene Erklärungsmöglichkeiten werden erörtert.

[Die hier wiedergegebene Auffassung von R. A. DALY, die nicht nur wegen ihrer lokalen Bedeutung für diesen hochinteressanten Eruptivkörper ausführlich besprochen wurde, deckt sich, wie auch Verf. selbst betont, nicht vollkommen mit der Auffassung der südafrikanischen Geologen. Vor allem halten diese die felsitischen Gesteine (1 auf S. 308) für das oberste Glied der Transvaal-Schichten und damit für älter als den Eruptivkörper. Es sei noch hervorgehoben, daß R. A. DALY seine genetische Deutung, in allgemeinerer Form, bereits durch schematische Skizzen in seinem Werke „Our Mobile Earth“, New York u. London 1926, S. 253 erläuterte.]

Erich Kaiser.

H. Cloos and R. Balk: Primary Structure of the Sierra Nevada Intrusive in a Crosssection from Yosemite Valley to Mono Lake California. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 185. Abstr.)

Kurze Mitteilung über die Ergebnisse der granittektonischen Durchforschung eines Granodioritkörpers. Die Ergebnisse sind inzwischen an anderer Stelle von H. CLOOS ausführlicher publiziert worden.

Curt Teichert.

J. J. Runner: Intrusion Mechanics of the Harney Peak Batholithic Granite. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 186. Abstract.)

Es wird vornehmlich die Frage nach den anscheinend gänzlich ungestört lagernden Sedimenteinschlüssen in vulkanischen Massen erörtert. Verf. deutet solche Vorkommen durch die Annahme einer Reihe aufeinanderfolgender und nacheinander kristallisierender Intrusionswellen. Bereits durch die erste werden die einzelnen Sedimentblöcke gewissermaßen festgemauert. Durch die folgenden wurde das Granitvolumen vermehrt.

Curt Teichert.

O. Burre und A. Hoffmann: Basaltlinien im nördlichen Mittelrheingebiete. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 49. 1928. II. 1204—1219. Mit 1 Taf.)

Im nördlichen Mittelrheingebiete sind die Basalte des Siebengebirges, des anstoßenden Teiles des westlichen Westerwaldes und auf dem linken Ufer die der nordöstlichsten Teile der Eifel auf SSO—NNW, S—N und WSW—ONO gerichteten Linien angeordnet. Die petrographischen Verschiedenheiten der Basalte werden hierbei nicht berücksichtigt, da wohl alle basaltischen Ausbrüche ein und derselben tertiären Periode angehören. Der junge Durchbruch des Rodderberges bei Mehlem und der wahrscheinlich gleichfalls jüngere Lavaerguß des Telegraphenberges südlich des Bertenauer Kopfes bei Neustadt-Wied fielen aus dem Rahmen der Betrachtung.

Die konstruierten Basaltlinien sind Bruchlinien, die einem jungtertiären Verwerfungssystem angehören. Das Spaltungssystem läßt einen Einfluß auf das Auftreten von Kohlensäurequellen und die Richtung des Rheinlaufes erkennen.

Chudoba.

Maurice Lugeon: Sur l'origine du granite. (C. R. 190. Paris 1930. 1096.)

Verf. gibt die wichtigsten Arbeiten an über Granitentstehung, namentlich die von französischen Autoren. Ein Vergleich zwischen dem alpinen und hercynischen Gebirge führte ihn zur Aufstellung einer neuen Hypothese. Die Alpen zeigen eine äußere Deckenzone ohne Metamorphose, eine innere metamorphe Deckenzone und die Dinariden. Je mehr man sich den Dinariden nähert, um so mehr wächst der Metamorphismus oder in den Räumen, welche zwischen den Alpen und den Dinariden den Kontakt bilden, erscheint ein Zug körniger Gesteine, die jünger als die Bewegungen sind, welche das Gebirge gebildet haben. Das große Tonalitmassiv des Adamello ist seither als posttektonisch aufgefaßt worden. In Europa wird uns ein noch großartigeres Bild in dem hercynischen Gebirge gezeigt: Ardennen, Erzgebirge, Böhmer Wald. Das Zentralmassiv in Frankreich zeigt seine syntektonischen und posttektonischen Granite, welche das Westphalien ordnen. In den Pyrenäen sind die Granite vom selben Alter.

Man weiß heute, daß der Schluß der Geosynklinalen nur durch kontinentale Abtrift sich erklären läßt. Die Alpen verdanken ihre Entstehung nur der Zermalmung der Massen, die zwischen dem afrikanischen Block im N und dem hercynisch-kaledonischen Kontinent lagen. Die Energie, welche zur Verlagerung solcher Massen nötig war, ist einerseits absorbiert durch die Tiefenfalten und Überschiebungsdecken, andererseits ist sie in der Tiefe gewesen. Diese mechanische Energie hat sich in ihr Wärmeäquivalent umgewandelt, und dieser gewaltigen Befreiung sollen die körnigen Gesteine ihre Entstehung verdanken.

Es gibt drei Phasen eines geosynklinalen Gebirges:

1. Embryonalfaltung, relativ wenig Energie absorbierend.
2. Hauptfaltung, während welcher die Energie durch die Ausquetschung der Geosynklinalen und die Ausstoßung der Überfülle der Decken gesättigt wird.
3. Granitbildung.

Verf. nimmt an, daß der Granit der letzte Effekt der tangentialen Zerquetschung der Geosynklinalen ist. Jede geosynklinale Bildung würde einen syntektonischen und posttektonischen Granitbegleiter haben. Die Bildung kann nur in der Tiefe, wo keine Wärmeverluste auftreten, vor sich gehen. Infolge der Inhomogenität der Zerquetschungsprodukte und des ungleichen Widerstands der Massen würden die Granitmassive unregelmäßig. Die Rolle der Intrusivgranite (nach Fr. E. SUSS) spielen ältere Granite, die früher als die Gebirgsbildung entstanden sind und die neben den syn- und posttektonischen Graniten von LUGEON auftreten können, wie dies in den Alpen der Fall ist.

Wie im alten hercynischen Gebirge kann man die Existenz mehrerer tektonischen Phasen feststellen. Die syntektonischen Granite der alten Phase können die Rolle der starren Massen spielen. Endlich zeigen sich in den Alpen die alten Massen wieder ergriffen durch den tertiären Stoß.

M. Henglein.

Geophysik.

Heiland, C. A.: The Department of Geophysics. (School of Mines, Colorado, Quarterly. 25. Nr. 2. Sup. A. Golden 1930.)

Malkovsky-Heiland-Wantland: Geophysical News and Review of Geophysical Literature. (2. H. 2. May 1930. Golden, Colorado.)

Donald, C. Barton und E. Buhler Summers: Review of the Geophysical Methods of Prospecting. (The Geograph. Review. 20. 1930. 288—300.)

G. Angenheister: Geophysik, Teil I. (Handb. d. Experimentalphysik, hsg. von W. WIEN und F. HARMS. 25. I. Leipzig 1928. 699 S. 185 Abb.)

Der stattliche Band, als erster Teil einer Gesamtdarstellung der Geophysik, verfügt in den einzelnen Teilgebieten über Mitarbeiter, die als anerkannte Spezialisten gelten. Die Darstellung betont natürlich die physikalische Seite, gibt zugleich aber infolge eingehender Besprechung der Methoden und Ergebnisse dem allgemein erdkundlich Interessierten ein umfassendes und zuverlässiges Bild unserer heutigen geophysikalischen Kenntnisse. An dieser Stelle seien hervorgehoben die Artikel von A. DEFANT über Statik und Dynamik der Atmosphäre und vor allem der von ANGENHEISTER und BARTELS über das Magnetfeld der Erde. Der letztgenannte Beitrag, der vorbehaltlos als Musterleistung angesprochen werden kann, wird dem mit geophysikalischen Mutungsmethoden arbeitenden Geologen die experimentellen und theoretischen Grundlagen der Lehre vom Erdmagnetismus in zuverlässigster Form vermitteln. Dargestellt sind die wichtigsten physikalischen Eigenschaften permanenter Magnete, das Magnetfeld strombeschickter Spulen, die Methoden der absoluten und relativen Messung der erdmagnetischen Elemente, die Variationsbeobachtungen in Theorie und Praxis. Bei der Behandlung des permanenten Erdfeldes werden die Ergebnisse der Untersuchungen von L. A. BAUER und A. SCHMIDT über das Außenfeld und den potentiallosen Anteil eingehend gewürdigt und kritisch untersucht; ebenso die modernen Theorien über die Ursache des erdmagnetischen Feldes, von denen noch keine als befriedigend angesprochen werden kann, sodann die Variationen und Störungen und deren Ursachen. **F. Errulat.**

F. Montua: L'Importance des méthodes d'investigations géophysiques au point de vue de l'économie nationale et privée. (Mines, Carrières, Grandes Entreprises. 1929. Nr. 74. 176—179.)

Verf. weist auf die Wichtigkeit der geophysikalischen Meßmethoden für die Geologie und den Bergbau hin und schildert kurz die einzelnen Verfahren und ihr Anwendungsgebiet (die gravimetrische, erdmagnetische, seismo-akustische, radioaktive, geothermische und geelektrische Methode).

Fr. Buschendorf.

F. Hopfner: Gundsätzliche Fragen bei der Berechnung der Schwerkraft. (GERLAND'S Beitr. z. Geophys. 25. 1930. 84—95.)

Diskussion der Frage, ob die Reduktion von g auf das Sphäroid ein Problem des Innenraumes der Potentialtheorie ist. **F. Errulat.**

W. D. Lambert: Note on a Recent Article of Dr. HOPFNER. (GERLAND'S Beitr. z. Geoph. 26. 1930. 182—184.)

HOPFNER ist nicht berechtigt, aus dem HAYFORD'schen Werte für die Abplattung ($a = 1:255$) auf eine starke Hebung des Geoids unter Nordamerika zu schließen, da dieser Wert nur auf topographisch reduzierten Lotbeobachtungen beruht. Auch die unkorrigierten Lotabweichungen geben eine Abplattung (1:298,2), die nur wenig von dem auf Grund der isostatisch reduzierten Werte (1:297) gewonnenen abweicht. HAYFORD bestimmte die Erhebung des Geoids über das CLARKE'sche Sphäroid für Calais, Maine, an der Atlantischen Küste zu nur 34 m. DE SITTER hat neuerlich numerisch nachgewiesen, daß der Effekt der Massenverlagerung durch isostatische Reduktion vorhanden, aber geringfügig ist. **F. Errulat.**

B. Gutenberg: Schwere und Druck im Erdinnern. (GERLAND'S Beitr. z. Geophys. 26. 1930. 37—41. 2 Abb.)

Schwere und Druck im Erdinnern werden unter verschiedenen Annahmen über die Dichteverteilung in Anlehnung an die Ergebnisse der Seismik berechnet und graphisch dargestellt. Für die Erdkruste ergibt sich in 10 km Tiefe im Kontinentsockel $g_{10} = 981,8$, im ungestörten Ozean $983,2 \text{ cm/sec}^2$, beide bezogen auf $g_0 = 981,0 \text{ cm/sec}^2$. Der Unterschied der g_{10} -Werte ist durch die verschiedenen Massen der obersten 10 km bedingt. **F. Errulat.**

L. Kober: Die Verteilung der Massen an der Erdoberfläche. (GERLAND'S Beitr. z. Geoph. 25. 1930. 163—174.)

Verf. geht von der Frage aus, ob das Flächenverhältnis Wasser : Land auf der Erdkugel ein gesetzmäßig bedingtes oder ein zufälliges, ist und kommt dabei zu einem „Grundgesetz der Massenverteilung der Erdrinde“: Oberfläche der Kontinente : Oberfläche der Ozeane = Dichte der Ozeane : Dichte der Kontinente = 1:2,4 (2,6).

Danach müßte Oberfläche \times Dichte = const. = 2,4 sein. Verf. schließt daraus, daß die Größe der Ozeane aus dem Dichteverhältnis zwangsläufig gegeben ist. Die wirklich bestehende Form der Massenverteilung wird als Reaktionsform einer theoretisch ausgeglichenen Reduktionsform gegenübergestellt. Die Abweichungen der wirklichen von der ausgeglichenen Form sind im wesentlichen die folgenden: 1. Die Schollen stehen nicht im Gleichgewicht, da sie verschiedene Höhen haben. 2. Die Landsockel ragen durchschnittlich etwa 800 m über das Meeresniveau. 3. Das Oberflächenverhältnis Landblock + Schelf : Ozean gibt 1:2 und nicht 1:2,4. Bis zu einer Tiefe von 7000 m würden Kontinentalblöcke einerseits und ozeanische Massen mit samt ihrer festen Unterlage andererseits bis auf einen Überdruck von $618 \cdot 10^{15} \text{ T}$ von seiten der Ozeane im Gleichgewicht stehen, ein Druck,

der mehr als doppelt so groß ist als der der Kontinentalsockel über NN. Bis zu dieser Tiefe rechnet Verf. die faziale Schale der Erdrinde, die er als geologisch-geophysikalische Einheit anspricht ($D = 2,4-2,6$); unter ihr liegt eine subfaziale Schale, in der exogene Vorgänge zugunsten endogener zurücktreten. In ihr liegt die Dichte innerhalb der bekannten Grenzen $2,7-3,0$. Der Massenausgleich kann regional — vom Ozean zum Kontinent — oder auch lokal, in die Tiefe wirkend, an der Grenze zweier verschiedener Einheiten (Küsten, vulkanischen Inseln) stattfinden und ist in einer Tiefe von 50 km im allgemeinen erreicht. Orogenese und junge Tektonik schaffen Schwerestörungen. Die pazifischen Küsten liegen innerhalb junger Orogene und sind gravimetrisch nicht ausgeglichen, die atlantischen Küsten liegen auf ausgeglichenen alten Massen. Die größere Schwere des Pazifik ist nicht so bedeutend, daß sie eine Sonderstellung des Pazifik gegen den Atlantischen Ozean rechtfertigt. Die stärkere Pressung der pazifischen Scholle als junges Einbruchgebiet mag die Schwereverhältnisse auch ohne Materialverschiedenheit erklären. Endogene Ursachen mögen rhythmische Bewegungen der fazialen Schale verursachen und so in geologischen Zeiträumen „faziale Gezeiten“, die Gebirgsbildungszyklen, hervorrufen. **F. Errulat.**

B. Gutenberg: Die Verteilung der Massen an der Erdoberfläche. (Bemerkungen zu dem Aufsatz von L. KOBER.) (GERLAND'S Beitr. z. Geophys. 26. 1930. 158—160.)

Auch GUTENBERG mißt der Verteilung von Wasser und Land wesentliche Bedeutung bei. Die von KOBER angegebene Beziehung zwischen Dichte und Flächenverhältnissen besteht aber nicht. KOBER hat die Mitwirkung von subkrustalem Material nicht genügend berücksichtigt. **F. Errulat.**

Kober, L.: Einige Worte zu den Bemerkungen von B. GUTENBERG. (GERLAND'S Beitr. z. Geophys. 26. 1930. 161.)

Schaffer, F. X.: Zur Frage der Verteilung der Massen an der Erdoberfläche. (Cbl. f. Min. etc. 1930. B. 312—314).

Kober, L.: Neue Beiträge zur Verteilung der Massen an der Erdoberfläche. (Ebenda 1930. B. 505—509).

F. Hopfner: Die hypothesenfreie Reduktion und numerische Verarbeitung der beobachteten Schwerewerte. (GERLAND'S Beitr. z. Geoph. 25. 1930. 339—347. 1 Fig.)

Vorschlag zu einer hypothesenfreien Reduktion gemessener Schwerewerte zur Bestimmung der Undulationen des Geoids, im Anschluß an das von A. PREY gegebene Verfahren. **F. Errulat.**

O. Meisser und F. Wolf: Geophysikalische Messungen unter Tage. (Zs. f. Geophys. 6. 1930. 13—21. 10 Abb.)

Es wird an einem Beispiel gezeigt, daß Drehwagenmessungen unter Tage möglich sind. Bei der Anwendung seismischer Verfahren zeigt sich die Überlegenheit der Registrierung mittels Mikrophonempfänger.

F. Errulat.

Meisser, O.: Ein neuer Vierpendelapparat für relative Schweremessungen. (Zs. f. Geophys. 6. 1930. 1—12. 14 Abb.)

M. Bossolasco: Isostasia ed ondulazioni del geoido in rapporto alle anomalie gravimetriche ed alle deviazioni della verticale. (GERLAND's Beitr. 26. 1930. 14—26.)

Die scheinbaren Schwerestörungen (im Sinne HOPFNER's) lassen sich mit der wahren Figur des Geoids in keinen Zusammenhang bringen. Der Theorie von der Isostasie fehlt jede gesicherte geodätische Grundlage.

F. Errulat.

W. Heiskanen: Die Undulationen des Geoids und die Schwereanomalien. (GERLAND's Beitr. 25. 1930. 148—154.)

Da die Undulationen des Geoids unbekannt sind, müssen die Schwerewerte zuerst auf das Geoid bezogen werden. Die Reduktion auf das Geoid erfordert nach dem Term von BRUNS bei $N = 100$ m Abstand beider Flächen eine Korrektur um $0,0031 \text{ cm/sec}^2$. HOPFNER schreibt dieser Reduktion zu große Wirkung zu. Nimmt man die Alpen als nicht isostatisch ausgeglichen an, so ergibt sich aus der BOUGUER'schen Anomalie $N = 356$ m: das Geoid müßte unter den Alpen um so viel höher liegen als das Sphäroid. Dann müßten aber beiderseits der Alpen Lotabweichungen bis zu $16'$ beobachtet werden, tatsächlich liegen aber nur solche von $1'$ vor. Ebenso würden die Schwereanomalien in den Rocky Mountains mittels des Terms von BRUNS und ohne isostatische Kompensation sich nicht erklären lassen. Umgekehrt müßte bei einer Meerestiefe von 4000 m das Geoid 1000 m unter dem Sphäroid liegen. An den Küsten müßten dann starke Lotstörungen vorliegen, so z. B. bei Spanien oder Irland von ca. $6'$, wohingegen nur solche von $10''$ beobachtet sind. Die isostatische Reduktion muß also beibehalten werden; die Ozeane und Kontinente sind im großen als isostatisch kompensiert aufzufassen. Dann aber werden die Abweichungen von Geoid und Sphäroid viel geringer, wahrscheinlich überall unter 100 m, so daß die Wirkung des Terms von BRUNS vernachlässigt werden kann.

F. Errulat.

F. Hopfner: Zur Größe der Geoidundulationen und ihrer Berechnung aus Lotablenkungen. (GERLAND's Beitr. 25. 1930. 155 bis 162. 1 Fig.)

HELMERT hat bei der Reduktion der Schwerewerte die BRUNS'sche Korrektur nicht berücksichtigt und kommt daher bei der Berechnung der Undulationen, bzw. bei der Deutung der Schwereverteilung in Schwierigkeiten. Seine Schätzungen der Größe der Undulationen haben keine Beweiskraft. Der Einwand von HEISKANEN, der die Lotablenkungen betrifft (s. das obige Referat), wird hinfällig, da nicht das Niveausphäroid als Bezugsfläche für ihre Berechnung gewählt wurde, sondern nur ein Referenzellipsoid, das so orientiert ist, daß keinerlei große Störungen auftreten. Die Annahme von großen Massen- und Schwerestörungen einerseits und die Ablehnung von Undulationen sind Widersprüche.

F. Errulat.

Ledersteger, K.: Über die Analyse des Radiusvektors der Polbahn. (GERLAND's Beitr. 26. 1930. 314—332. 6 Fig.)

Ilmari Bonsdorff: Geodetic Operations in Finland 1926—1929. (Helsinki 1930. 1—19. 2 Karten.)

Bericht über geodätische Arbeiten mit Karte der Schwereabweichungen im südlichen und mittleren Finnland. **F. Errulat.**

U. Pesonen: Relative Bestimmungen der Schwerkraft in Finnland in den Jahren 1926—1929. (Veröff. d. Finnl. Geodät. Instituts Nr. 13. Helsingfors 1930. 168 S. 1 Karte.)

Gravimetrische Defizite liegen vorzugsweise an den Finnland umgebenden Meeren. Eine Gleichgewichtsstörung durch Abschmelzen des Diluvialeises über einem früheren Depressionsgebiet kann die Größe der negativen Anomalie nicht erklären. Auch das örtliche Auftreten negativer Anomalien in Rapakivi-Gebieten bedarf der Bestätigung und Aufklärung. Die Karte gibt $g_0 - \gamma_0$ berechnet nach der HELMERT'schen Formel von 1901 in 0,001 cm/sec². **F. Errulat.**

F. A. Vening Melnesz: Maritime Gravity Survey in the Netherlands East Indies; tentative interpretation of the provisional results. (Kon. Ak. van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings. 33. Nr. 6. 1930. 566—577.)

In den Jahren 1926/27 und 1929/30 wurden die Gewässer von Niederländisch-Ostindien in einem Unterseeboot eingehend gravimetrisch vermessen und zwar wesentlich mit dem Ziel, einen Beitrag zur Aufklärung der in diesem ganzen so erdbeben- und vulkanreichen Gebiet zweifellos in hohem Maße wirksamen endogenen Spannungen zu liefern. So wurden denn auch dort, wo nach den gegenwärtigen Kenntnissen der tektonischen Verhältnisse eine besondere Klarstellung wünschenswert erschien, die Schwerestationen möglichst dicht gelegt, so daß ihr Abstand hier im allgemeinen nicht mehr 80 bis 100 km betrug. Eine erste Bearbeitung der einzelnen Schwerewerte unter Berücksichtigung der isostatischen Reduktion lieferte nun durchweg so beträchtliche Anomalien, daß es erlaubt sein dürfte, schon jetzt wenigstens eine vorläufige geotektonische Deutung zu versuchen.

Die Anomalien zeigen eine auffällige Unabhängigkeit von der Topographie der Erdoberfläche. Am auffallendsten ist jedoch ein etwa 150 km breiter Streifen hoher negativer Anomalien, der sich von der Breite des Nordwestendes Sumatras zum Teil über die Mentawai-Inseln hinweg und längs des Rückens zwischen den beiden die Südküste Javas begleitenden Tiefseefurchen nach Timor und der Timorlaet-Gruppe zu erstreckt, um sodann westlich der Kei-Inseln nach Ceram und weiter zwischen Celebes und Halmaheira über die Talaut-Inseln in die Philippinen-Tiefe hinein zu laufen. Zu beiden Seiten dieser somit durch mehr als 8000 km verfolgbaren Zone sind positive Anomalien angeordnet. Eine Karte, in welche die einzelnen Fahrten mit ihren Beobachtungsstationen eingezeichnet sind, unterrichtet auch genauer über die Lage und die verschiedenen Krümmungen dieser bemerkungs-

werten Störungslinie des Schwerkraftfeldes. Die Differenz zwischen den negativen und positiven Anomalien beträgt durchschnittlich etwa 150 bis 200 Milligal, erreicht aber westlich von Halmaheira sogar 430 Milligal.

Es wird die Ansicht ausgesprochen, daß möglicherweise einerseits ein Zusammenhang mit den negativen Anomalien der Ganges-Tiefebene und andererseits eine Verbindung mit der Zone der Tiefseerinnen östlich von Japan und südlich der Aleuten besteht. Auch scheint der Verlauf dieser Störungslinie im Archipel selbst darauf hinzuweisen, daß u. a. der Timor-Savoie-Bogen seine Fortsetzung nicht nach Soemba zu, sondern in Richtung des submarinen Rückens südlich von Java findet, und daß der die Banda-See im O begrenzende Bogen der Timorlaoet-Gruppe und der Kei-Inseln von Ceram aus nach N umbiegt, nicht aber weiter nach Boeroe gerichtet ist. Auch die Gebirgszüge von Neuguinea dürften hiernach in keiner unmittelbaren Beziehung zu dem mediterranen System des Ostindischen Archipels stehen.

Die beste Erklärung des Streifens negativer Anomalien wird darin gesehen, daß er auf einer bedeutenden Anhäufung leichten oberflächlichen, nah gelegenen Materials in einer an sich dichteren subkrustalen Schicht beruhe, und daß eine solche Anhäufung auf eine in die Tiefe gerichtete Faltung der ganzen einige 20 km und mehr mächtigen Erdkruste — unter Ausnahme einer nur wenige Kilometer dicken nach oben gefalteten Oberflächenschicht — zurückzuführen sei. So würde es sich im Grunde um das Kennzeichen eines großen Gebirgsbildungsprozesses nach den Richtlinien der isostatischen Theorie von AIRY handeln; und Verf. betont ausdrücklich die Übereinstimmung dieser seiner Auffassung mit den geologischen Vorstellungen von MOLENGRAAFF und BROUWER, insofern auch von ihnen der Standpunkt eingenommen wird, daß sich in Niederländisch-Ostindien eine neue Gebirgsbildung abzuspielen beginne.

Der niederwärts gerichtete Faltungsvorgang ist weit umfassender als der an der Erdoberfläche in Erscheinung tretende, so daß mehrere Oberflächenfaltungen zusammen durch eine gemeinsame Tiefenfaltung kompensiert werden können, wie das z. B. bei dem doppelten Banda-Bogen vielleicht der Fall ist. Der isostatische Zustand wird indessen erst allmählich gegen Ende des ganzen Prozesses erreicht sein, nicht aber schon ständig während des eigentlichen Ablaufs gewahrt. So erscheinen aber auch die Tiefseerinnen, hier insbesondere die Philippinen- und die Java-Rinne, wesentlich durch Faltung bedingt.

Eine Überschlagsrechnung betreffs der Senkung, welche die Kruste in Verbindung mit diesen Vorgängen z. T. weitgehend erfährt und die zunächst im Mittel auf etwa 1600 m beziffert wird, bedarf, wie vom Verf. selbst betont wird, noch besserer Grundlagen. Doch ist sehr zu beachten, daß auch die Ergebnisse der Schwerkräftmessungen größere vertikale Verschiebungen von Erdschollen auch dort durchaus zulassen, wo Erosion und Sedimentation in größerem Umfang nicht in Betracht kommen.

Daß die oben beschriebene und als Streifen abwärts gerichteter Faltung aufgefaßte Zone negativer Anomalien in der Tat eine Linie besonders lebhafter endogener Tätigkeit ist, wird noch durch die Tatsache belegt, daß sich

an dieselbe vorzugsweise die Ausgangsgebiete der Erdbeben des Archipels gebunden erweisen. Und andererseits tritt der Vulkanismus hier meist an der konkaven Seite ihrer einzelnen Kurvenstücke auf, wo durch das Vorhandensein parallel zur Faltungslinie gerichteter Dehnungsspannungen das Empordringen von Magma erleichtert wird. An der konvexen Seite, nach welcher die Schollen hingedrückt werden, entwickeln sich dagegen auch Druckkräfte parallel zur Faltungslinie; auf letztere möchte Verf. u. a. die westöstliche Streichungsrichtung der beiden Inseln Tali-Aboe und Mangoli zurückführen.

Andere mehr sekundäre Besonderheiten im Schwerkraftsfelde der in Rede stehenden Region deuten vermutlich auf eine ältere Faltung hin. Eine ebenfalls jetzt erst in Ausbildung begriffene Faltenlinie verbindet möglicherweise die Marianen- und die Yap-Tiefe und erstreckt sich dann weiter über die Palau-Tiefe bis in die Gegend der Asia-Inseln östlich von Halmaheira. Indessen bedürfen alle diese Verhältnisse weiterer eingehender Untersuchungen und bezüglich der zuletzt erwähnten, noch ganz hypothetischen Faltenzone vor allem auch einer Verdichtung der Schwerkraftsbeobachtungen.

Der Versuch, den Gesamtvorgang in der Region des australasiatischen Mittelmeers zu erklären, führt schließlich dazu, eine Bewegungstendenz des asiatischen Kontinents nach O und SO gegen die Landmasse von Australien und Neuguinea als Widerlager anzunehmen. Diese Vorstellung bewegt sich in der Gedankenrichtung von WEGENER's Hypothese der Horizontalverschiebung der Kontinente, während namentlich die Annahme großer Faltungsvorgänge im Tiefseeboden von den Grundlinien dieser Hypothese abweicht. Verf. hält jedoch einen Ausgleich zwischen beiden Auffassungen für nicht unwahrscheinlich.

E. Tams.

Muller, J. J. A.: De gravimetrische opneming der zeeën van Nederlandsch Indië. (Tijdschr. v. h. K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. [2. Reihe.] 47. Leiden 1930. 702—707.)

Chapman, S. and A. T. Price: The electric and magnetic state of the interior of the earth, as inferred from terrestrial magnetic variations. (Phil. Trans. of the R. Soc. of London. Series A. 229. 427—460.)

A. Matsubara: On the Self-Electrification of Sulphide Orebodies. (Jap. Journ. Geol. and Geogr. VII, 1929, 59—73.)

Verf. will die Ursachen der oft hohen elektrischen Potentiale im Boden und Grundwasser, vor allem am Ausstrich sulfidischer Lagerstätten erklären. Es wird experimentell gezeigt, daß nur die Spannung zwischen dem Sulfid und den H-Ionen des Grundwassers der Größenanordnung nach in Frage kommt. Grund ist die an der Grenze zwischen Wasser und Sulfid entstehende Neigung zur Bildung von SH-Ionen, wodurch eine Herabsetzung des Oberflächenpotentials des Sulfids erfolgt. Nahe der Oberfläche werden die entstehenden SH-Ionen immer wieder oxydiert, wodurch immer wieder neue H-Ionen entsprechend dem dadurch verursachte sauren Zustand entstehen. Die elektromotorische Kraft ist somit in der Oxydationszone der sulfidischen Lagerstätten sehr groß und nimmt nach der Tiefe zu rasch ab. **M. Henglein.**

Hazard, D. L.: Directions for Magnetic Measurements. (U. S. Dep. of Comm., Coast and Geodetic Survey, Ser. Nr. 166. III. Edition. Washington 1930.)

A. Nippoldt: Verwertung magnetischer Messungen zur Mutung für Geologen und Bergingenieure. 74 S. 19 Abb. 36 Taf. Berlin 1930.)

Das Buch füllt eine bisher stark empfundene Lücke in der Literatur der magnetischen Mutungsverfahren aus. Verf. veröffentlicht nach eingehender Darstellung der von ihm besonders erprobten Methode der Polfolgen Tabellen und Diagramme, welche eine Deutung von Messungsergebnissen erheblich zu erleichtern imstande sind. Er gibt dabei eine Reihe schematisierter Fälle von Störungsfeldern in H und Z an, für den Einzelpol, für gleichnamige, ungleichnamige Polfolgen gleicher und verschiedener Magnetisierung und Teufe, und erläutert an Beispielen aus der Literatur, wie die von ihm gegebenen theoretischen Fälle in der Praxis zu gefundenen Störungsbildern kombiniert werden können. Die Regeln für die Ermittlung der Teufen, der vermutlichen Fehler der Teufenbestimmung, die für die Deutung der einzelnen Störungsformen charakteristischen Eigenschaften der Profile werden in äußerst klarer und einfacher Form herausgehoben.

F. Errulat.

Hazard, D. L.: Progress of Work in Terrestrial Magnetism of the U. S. Coast and Geodetic Survey, July 1, 1927 to June 30, 1930. (Spec. Publ. Nr. 168, U. S. Coast and Geod. Surv. Washington 1930.)

D. L. Hazard: United States Magnetic Tables and Magnetic Charts for 1925. Washington 1929. (U. S. Dep. of Commerce, Coast and Geodetic Survey, Ser. Nr. 453.)

Dem Tabellenwerk sind beigegeben Karten gleicher Deklination, gleicher jährlicher Änderung derselben, Inklination, Horizontalintensität und Vertikalintensität.

F. Errulat.

U. S. Coast and Geodetic Survey: Magnetic Declination in Delaware, Maryland, Virginia, Westvirginia, Kentucky and Tennesy. (Ser. Nr. 457. Washington 1929.)

L. Slaucitays: Magnetic Measurements in the Baltic Sea along the Latvian Coast. (The Hydrograph. Sect. Latvian Marine Departm. Riga 1930. 61 S.)

Die Arbeit bringt neben der tabellarischen Darstellung der Messungen Karten von D, H und Z. Die Schwankungen der Werte sind sehr groß. So betragen die Extreme bei D: $-4,0^{\circ}$ und $+2,5^{\circ}$; bei H: 0,16 und 0,174 Γ ; bei Z: 0,444 und 0,478 Γ . Beziehungen zum Untergrund sind nicht ersichtlich.

F. Errulat.

L. Eblé und I. Itié: Magnétisme terrestre. (C. R. 190. Paris 1930. 760.)

Es werden die Werte der Inklination, Deklination, der Horizontal-, Vertikal-, Nord- und Westkomponenten gegeben, und zwar die Mittel aus den

stündlich von MASCART am Magnetograph abgelesenen Werten in den Monaten Dezember 1929 und Januar 1930. Es waren im ganzen 1488 Ablesungen.

Man kann das magnetische Feld eines Ortes ansehen als definiert durch die Deklination und die Horizontal- und Vertikalkomponente. Die Deklination nimmt noch rasch ab, obwohl weniger schnell als die vorhergehenden Jahre. Die Vertikalkomponente beginnt wenig abzunehmen, so daß sie noch als konstant angesehen werden kann.

M. Henglein.

C. und M. Schlumberger: Sur la détermination électromagnétique du pendage des couches sédimentaires (C. R. 190. Paris 1930. 1064.)

Es wurden elektrische Messungen, besonders der Inklinations, vorgenommen, um die Richtung und den Sinn der Neigung der Sedimente, welche als anisotrope Körper betrachtet werden, zu bestimmen. Die theoretischen Betrachtungen sind in einer großen Anzahl von Fällen verwirklicht worden, und zwar bei sehr verschiedenen Formationen in Tiefen bis 500 m. Es wird die Berechnung des Anisotropkoeffizienten λ und des Neigungswinkels Θ gezeigt.

M. Henglein.

Raimond Chevallier: Aimantation permanente de laves d'Islande et de Jan Mayen. (C. R. 190. Paris 1930. 686.)

Die verschiedenen Karten der Isogonen und Isoklinen, verteilt über die ganze Oberfläche des Erdballs seit dem 16. Jahrhundert, zeigen beständig den Fundamentalcharakter der neuen Änderungen der irdischen Feldorientations in den Polarregionen. Dieses Feld behält nahezu eine Neigung von 78° in der Inklinations, wechselt aber in bezug auf die Deklination in großen Grenzen. Die Laven von Jan Mayen haben eine Inklinations von 81° . Dies veranlaßte Verf., 22 Proben von den Fäoroer, von Jan Mayen und Island zu untersuchen. Es werden von den zwei letzteren Fundstellen die Ergebnisse mitgeteilt. Die Inklinations sind immer stark nördlich und die von Jan Mayen $77-81^\circ$, die von Island sind etwas unter 77° . Für die Deklination sind die Werte sehr verschieden. Auch die spezifischen magnetischen Momente sind sehr variabel. Die Laven von Island erreichen ein ganz anormales Moment. Für poröse Laven ist der Wert verschieden von dem der homogenen. Vor der Verallgemeinerung sind neue Untersuchungen nötig.

M. Henglein.

F. W. Pfaff: Beziehungen zwischen geologischen und erdmagnetischen Verhältnissen. (Zs. prakt. Geol. 38. 1930. 129—135, 154—159.)

Anschließend an seine Arbeiten bei Peißenberg hat Verf. Messungen im Wettersteingebirge ausgeführt. Er berichtet zunächst über die Apparatur und über die Auswahl der Plätze für die magnetischen Stationen. Um die Wechselbeziehungen zwischen den geologischen und magnetischen Verhältnissen leichter übersehen zu können, wurden die unter normalen Verhältnissen hier zu erwartenden magnetischen Größen den gemessenen gegenübergestellt. In einer beigegebenen Tabelle sind diese angeführt und die Mittelwerte der Differenzen — gemessen . . . berechnet — nach Formationsabteilungen am

Schlusse zusammengestellt. Es zeigt sich, daß die Horizontalintensität im Muschelkalk den höchsten Stand gegen normal aufweist, und zwar bedeutet der Strich, daß von der gemessenen H 0,0013 abgezogen werden muß, um den normalen Wert zu erhalten. Den zweitgrößten Unterschied weist H auf dem Wettersteinkalk mit 0,0011 auf, dann folgen die Raibler Schichten mit $+ 0,0005$ und den tiefsten Stand erreicht H auf dem Hauptdolomit mit $+ 0,0007$ unter normal.

Die Deklination weist geringere Unterschiede auf; Muschelkalk und Wettersteinkalk bleiben mit $+ 6'$ gleichstark unter normal, während die Raibler Schichten für diese Größe kein Urteil zulassen, da nur an je einer Stelle auf Mergel, auf Sandstein und Raibler Kalken gemessen wurde. Der Hauptdolomit bleibt mit $+ 1,5'$ fast normal. Auch die Inklinasion zeigt nur geringe Unterschiede. Der größte findet sich im Hauptdolomit mit $+ 4,5'$ und der nächste mit $+ 1,7'$ in dem Raibler unter normal, während Wettersteinkalk und Muschelkalk mit $+ 1'$ sich von normal wenig abheben.

Mit Ausnahme von Arnstein im nördlichen Bayern, dessen H um vier Einheiten der fünften Dezimale kleiner als normal ist, wurde bei den übrigen Stationen im Muschelkalk ein zu großer Wert für dieses magnetische Element gefunden. Ob man für den Muschelkalk vielleicht von einem Formationsmagnetismus reden kann, läßt Verf. dahingestellt sein.

Die ältesten Schichten im Wetterstein, der Muschelkalk und die Partnach-schiefer, zeigen sich im O bei Klais und ziehen westwärts über die Wamberger Höhe und Partnachklamm bis nach Hammersbach. Weiter bis zum Eibsee treten sie in der höheren Lage als Liegendes des Wettersteinkalkes auf. Am Fuße der eigentlichen Wettersteinwand läßt sich der Muschelkalk weiter unter der Zugspitze, dem Schneeferner Kopf bis zu der Holzerwiese verfolgen. Er zieht sich stellenweise stark von Schutt verdeckt bis ins Isartal hin. Auf der Nordseite der Wettersteinwand tritt er im Oberreintalkar und im Schüsselkar, dann im Innern des Wettersteinstocks im Höllental zutage. Auch im Gaistal nahe der Tillfußalm und Feldener Alm kommt er in Höhenlagen von 1700 m zum Vorschein und scheint sich bis zum Issentalköpfchen unter dem Gehängeschutt hin zu erstrecken. Das ganze vom Waxenstein an von Muschelkalk umsäumte Gebiet, das nach NO durch eine Linie Alpenspitz—Hoher Geiß—Schachen begrenzt wird, und die östlich sich anschließende Wettersteinwand bis Mittenwald werden mit Ausnahme des innersten Höllentalangers und kleiner Raibler Schichtenvorkommen ganz von Wettersteinkalk eingenommen. Der südlichste hierher gehörige Wettersteinkalkzug beginnt im Arnegebiet, streicht über die Göhrenspitze und setzt sich westwärts bis zum Issentalköpfel fort.

Die Raibler Schichten treten hier in großer Verbreitung auf und lassen sich unschwer zu mehreren Zügen anordnen. Kössener Schichten treten nur in geringer Verbreitung am Rohrbach und in der Nähe des Issentalköpfel auf. Jura und Neocom finden sich unterhalb des Öfelekopfes im Puitental und in der Senke zwischen Wettersteinwand und des südlicheren Wettersteinkalkzuges bis zum Hohenkamm und ziehen sich unter der Wand

weiter bis zum Ehrwalderköpfel. Auch am Südufer des Eibsees treten sie wieder zutage.

Die Bewegung zwischen den Kössener Schichten und dem Muschelkalk beträgt unter der Riffelwand etwa 2700 m.

Verwerfungen und Störungslinien.

Im N sind zwei größere Störungslinien. Die eine beginnt bei Knais, zieht auf der Nordseite der Wamberger Höhe durch das Kankertal, streicht nach dem Kochelberg vorbei nach Hammersbach und durch den Riffelwald, dann vermutlich im Rohrbachbett zur Luttergrube und am Fuße des Ehrwalder Köpfels vorbei in S-Richtung weiter.

Unterhalb des Ehrwalder Köpfels setzt sich die tektonische Störungszone längs der Wettersteinwand fort und verläuft schließlich in fast rein WO-Richtung bis zur Einmündung des Puitentales in das Leutaschtal. Da hier die Neocomschichten in tiefere Lage als die Muschelkalk-Grenzlagen zu liegen kamen, so finden sich auf dieser Zone Bewegungen, die weit über 2000 m betragen, normale Schichtenfolge vorausgesetzt. Die Höhenunterschiede der Raibler Schichten auf der Nordseite der Wettersteinwand zwischen Mittenwald und Dreitorspitz dürfte auf das nördliche Einfallen des Wettersteinkalkes zurückzuführen sein und als Folge der hier herrschenden Muldenbildung gedeutet werden.

Verf. geht dann auf die Beeinflussung der magnetischen Elemente durch die Schichtenmulde ein. Die Reduktion auf ebenes Gelände, die Erklärung für die geringen Werte von H und T nördlich Mittenwald und die Einwirkung der großen Störungslinien werden ausführlich behandelt und Beispiele zur Erläuterung des Vorgangs gegeben.

Es ergibt sich, daß eine direkte Einwirkung der geologischen Verhältnisse auf die magnetischen Elemente, wenn nur die gemessenen Werte verglichen werden, kaum zu bemerken ist, daß sich diese aber, nach Umrechnung unter Berücksichtigung der topographischen und geographischen Positionen und der Schichtenmächtigkeiten, sowie der geologischen und tektonischen Höhe kundgibt. Bei den meisten im besprochenen Gebiet vermessenen Stationen zeigt der spezifische Magnetismus gleichen Verlauf wie die tektonischen Höhen.

M. Henglein.

Kurt Puzicha: Die magnetischen Eigenschaften der Eruptivgesteine. (Zs. prakt. Geol. 38. 1930. 161—172, 184—189.)

Einleitend weist Verf. auf die Bedeutung der magnetischen Feldwaage hin zur Klärung geologischer und lagerstättenkundlicher Fragen. Bei den der Auswertung zugrunde liegenden mathematischen Formeln sind hauptsächlich drei Variable miteinander verknüpft. Die Form und Größe der Gesteinsschichten, die eine magnetische Anomalie hervorrufen, ihre Entfernung vom Bezugspunkt und ihre magnetische Permeabilität oder Suszeptibilität.

Es ist besonders vorteilhaft, wenn die magnetische Suszeptibilität als gegeben eingesetzt werden kann für die geologische Diskussion. Daher gehen Versuche Hand in Hand mit der Erforschung der magnetischen Verhältnisse

der Erdoberfläche und ihrer Anomalien, die magnetischen Eigenschaften der die Erdkruste zusammensetzenden Gesteine und Mineralien zu bestimmen.

Es folgt dann eine kritische Betrachtung der bisher angewandten Methoden und der Ergebnisse. Es zeigt sich dabei, daß über die allgemeinen magnetischen Eigenschaften der Gesteine noch recht wenig bekannt ist. Verf. sieht daher sein Ziel in der Schaffung von Klarheit auf breiter Basis auf experimentellem Weg über die Abhängigkeit der Suszeptibilität von der Feldstärke. Bei der Auswertung magnetischer Anomalien spielt nicht nur die Größe der Induktion, welche die Gesteinsschichten im Erdfeld erfahren, sondern auch etwa vorhandener remanenter Magnetismus eine Rolle. Es wird versucht, die Größenordnung dieses Magnetismus zahlenmäßig zu erfassen. Ferner ist eine Untersuchung wünschenswert über die Zusammenhänge zwischen den magnetischen Eigenschaften und dem mineralogischen Aufbau der Gesteine zur Klärung der Frage, ob diese Zusammenhänge die Möglichkeit geben, aus der quantitativen chemischen oder mikroskopischen Analyse einwandfreie Rückschlüsse auf die Höhe der Suszeptibilität zu ziehen.

Es wird die Versuchsanordnung beschrieben. Folgendes Prinzip ist zugrunde gelegt: Ein Magnet vom magnetischen Moment M wird bis in die Mitte einer Spule mit n_1 -Windungen je Zentimeter eingeschoben. Solange die Bewegung andauert, wird eine elektromotorische Kraft induziert derart, daß das Spannungszeit-Integral $\int E \cdot dt = c_0 \cdot M \cdot 10^{-8}$ Voltsec. beträgt. Ist die Induktionsspule lang und eng im Verhältnis zu den Ausmaßen des Magneten, so wird $c_0 = 4 \cdot \pi \cdot n_1$.

Man schließt die Spule über ein ballistisches Galvanometer, dessen Schwingungsdauer groß ist gegen die Bewegungsdauer des Magneten. Bedeutet R den effektiven Widerstand des Kreises, so entsteht bei einem Induktionsstoß die Strommenge

$$Q = \frac{\int E \cdot dt}{R} = \frac{c_0}{R} \cdot M \cdot 10^{-8} \text{ Coulomb.}$$

$$\text{Daraus ist } M = \frac{R}{c_0} \cdot Q \cdot 10^8 \text{ cgs.}$$

Da der Ausschlag des Galvanometers proportional Q und Q proportional M ist, kann das Galvanometer direkt ballistisch auf magnetische Momente geeicht werden. Zylindrische Gesteinsproben befinden sich mit der Induktionsspule im Innern einer stromdurchflossenen Spule zur Messung des magnetischen Moments. Bedeutet H die wahre Feldstärke, J die Intensität der Magnetisierung der Probe oder das magnetische Moment ihrer Volumeneinheit, K die Suszeptibilität und V das Volumen der Zylinder, so gilt $M = J \cdot V$ und $J = K \cdot H$ und daher $M = K \cdot H \cdot V$.

Wegen Rückwirkung der Probe auf das magnetische Kraftfeld wird als wirksame Feldstärke H nicht die aus den geometrischen Daten der Magnetisierungsspule errechenbare Feldstärke H' eingesetzt, sondern $H = H' - N \cdot J$. N bedeutet den Entmagnetisierungsfaktor, der durch die geometrischen Abmessungen der Gesteinszylinder bestimmt wird und zu $N = 1,45$ errechnet wurde. Seine Berechnung erfolgte nach der Formel, die zur Bestimmung

der Entmagnetisierungsfaktoren von Ellipsoiden dient. Nach dieser ist, wenn $p = \frac{1}{d}$ das Achsenverhältnis des Ellipsoides bedeutet:

$$N = \frac{4\pi}{p^2 - 1} \left[\frac{p}{\sqrt{p^2 - 1}} \ln(p + \sqrt{p^2 - 1}) - 1 \right]$$

Der Gesamteinfluß der Entmagnetisierung kann durch folgende Überlegung überschlagen werden. Es ist nach $J = K \cdot H$ und $H = H' - N \cdot J$

$$H = H' - NKH \text{ oder bei kleinem } K \text{ angenähert}$$

$$H = H' - NKH' = H'(1 - N \cdot K)$$

Bei $N = 1,45$ und $K = 4000 \cdot 10^{-6}$ beträgt die Korrektur $-NK = -1,45 \cdot 4000 \cdot 10^{-6} = \text{rund } \frac{1}{2} \%$.

Bei Suszeptibilitäten unter $4000 \cdot 10^{-6}$ ist daher die Entmagnetisierung nicht mit berücksichtigt worden.

Es werden dann Konstruktionsdaten gegeben. Die Gesteinszylinder hatten ein Volumen von durchschnittlich 35 cm^3 bei 7 cm Länge und $2,5 \text{ cm}$ Durchmesser. Volumen und Dichte sind durch Wägen in Luft und Wasser bestimmt. Zur Messung der Induktionsstöße wurde ein Galvanometer mit $15-50 \cdot 10^{-10} \text{ Amp.}$ Stromempfindlichkeit verwandt.

Untersuchungsergebnisse.

Es wurden aus dem Harz Granite von sauren Magmen bis zu sehr basischen Harzburgiten untersucht und Vergleichsversuche mit Gesteinen aus Sachsen und Skandinavien vorgenommen. In mehreren Abbildungen werden ausgewählte Hysteresisschleifen mit graphischen Darstellungen der Abhängigkeit der Suszeptibilität von der magnetischen Feldstärke gegeben, und zwar von einem Diabas aus Neuwerk im Harz, von Gabbro, Norit und Harzburgit aus dem Radautal, Magnetit von Spitzenberg bei Altenau, Granitpulver mit Magnetkies (10%), Diorit von Ahris in Schweden, Ilmenit-Magnetit von Egersund in Norwegen, Magnetit von Striberg in Schweden und von Koskullskullen.

In einer Tabelle werden die Meßergebnisse von 41 Gesteinen zusammengestellt. Die Ergebnisse lassen erkennen, daß man die Gesteine in drei Gruppen trennen kann, und zwar in solche, deren Suszeptibilität mit zunehmender Feldstärke 1. sinkt, 2. konstant bleibt und 3. wächst. Die Gesteine der Gruppe 1 entstammen sauren, sowie auch basischen Magmen und besitzen eine normale Zusammensetzung. Ihre Suszeptibilität bei einem Gauß ist nur klein: $17-106 \cdot 10^{-6}$; sie fällt bis 230 Gauß um 12-30%.

Unter den Gesteinen der Gruppe 2 sind vom Granit bis zum Gabbro die charakteristischen Typen vertreten. Ihre Suszeptibilitäten liegen zwischen $8,4$ und $140 \cdot 10^{-6}$. Nephrit und Gabbro-Pegmatit weisen bei durchaus konstanter Suszeptibilität als einzige Proben keine Remanenz und daher auch keine Koerzitivkraft auf und erfüllen somit die Bedingungen paramagnetischer Substanzen vollständig.

Die 3. und Hauptgruppe umfaßt alle Gesteinsvertreter vom sauren Granit bis zum basischen Harzburgit, von den kleinsten Suszeptibilitäten ($40 \cdot 10^{-6}$) bis zu den großen des Magnetits (bis 2 cgs). Die Zunahme der Sus-

zeptibilität einer Probe kann mit wachsender Feldstärke 180 % erreichen; im Durchschnitt beträgt sie 65 %. Innerhalb des Magnetisierungszyklus zeigen ein Viertel aller Gesteine ein Maximum der Suszeptibilität, die Verf. in einer besonderen Tabelle mit ihren Daten zusammenstellt. Mit zunehmender Suszeptibilität verschiebt sich das Maximum nach kleineren Feldstärken.

Was die Abhängigkeit der Suszeptibilität von den Mineralkomponenten der Gesteine anbetrifft, so hat sich gezeigt, daß die Höhe der Suszeptibilität nicht an den Gesteinstypus gebunden ist, sondern im wesentlichen durch den wechselnden Gehalt an stark magnetisierbaren accessorischen Gemengteilen bedingt wird. So weist der Granit eine Suszeptibilität in den verschiedensten Größenordnungen auf, ebenso der Diabas, Diorit, Gabbro und Serpentinfels. Der Charakter der Suszeptibilität wird im wesentlichen durch den Gehalt an Magnetit bedingt. Magnetkies tritt zahlenmäßig zurück. Ein Rückschluß auf die Höhe der Suszeptibilität aus der quantitativen Bestimmung des Magnetitgehalts ist ohne Berücksichtigung der Korngröße nicht möglich.

Viele Gesteine zeichnen sich, auch bei kleiner Suszeptibilität, durch eine außerordentlich hohe Koerzitivkraft aus, die über 200 Gauß betragen kann. Bei normaler silikatischer Zusammensetzung besitzen diese Proben eine starke Imprägnation mehr oder weniger wasserhaltiger Eisenoxyde. Da ein metasomatisches Eisenerz von Elbingerode bei geringer Suszeptibilität ebenfalls eine große Koerzitivkraft aufweist, sind wahrscheinlich die feinveteilten Eisenoxyde die Träger dieser stark ausgeprägten magnetischen Eigenschaft. Bei einer anderen Gruppe von Gesteinen wird durch die Beimengung von Magnetkies eine beträchtliche Koerzitivkraft hervorgerufen. Was die Koerzitivkraft des reinen Magnetits anbetrifft, so kann nur ein deutlicher Unterschied in dem Verhalten des reinen gegenüber dem des titanhaltigen Magnetits gemacht werden. Die Koerzitivkraft des reinen Magnetits ist wesentlich höher als die des Titanomagnetits. Ilmenit ist nicht magnetisierbar.

Die Koerzitivkraft kann mehrere hundert Gauß betragen. Sie wird hauptsächlich bedingt durch den Gehalt an Eisenoxyden, Magnetkies und titanfreien Magnetit.

Ein Diagramm zeigt die Suszeptibilität von Granit-Magnetit-Mischungen in Abhängigkeit vom Magnetitgehalt. Verf. zeigt ferner mehrere Dünnschliffe:

1. Augitsyenit vom Langesund-Fjord mit Titanomagnetit-Ilmenit-Verwachsungen. Der Titanomagnetit zeigt regelmäßig eingelagerte Entmischungen von Ilmenit.
2. Gabbro-Pegmatit vom Radautal im Harz mit Ilmenit, dessen Anisotropie zwischen gekreuzten Nicols sehr gut zu sehen ist.
3. Diabas von Neuwerk im Harz, in dessen silikatischer Grundmasse eine Menge Ilmenitgitterwerke eingebettet liegen. Es sind die Reste eines entmischten Titanomagnetits, dessen Magnetitgehalt fortgelöst ist.
4. Ilmenit von Egersund in Norwegen mit Magnetit. Der dunkelgraue Ilmenit enthält Entmischungen von Eisenglanz; der Magnetit schiebt sich zwischen die Korngrenzen des Ilmenits.

M. Henglein.

R. Spitaler: Die Achsenschwankungen der Erde und ihre Folgen. (GERL Beitr. 26. 1930. 94—97.)

Verf. hält es für möglich, daß Luftmassentransporte infolge Polbewegungen Bedeutung für die Klimaänderungen der Vorzeit haben.

F. Errulat.

Erdbeben.

Hodgson, E. A.: Bibliography of Seismology. (Nr. 4. Oct.—Dec. 1929. Publ. Domin. Observ. Ottawa. 10. 51—65. Ottawa 1930.)

Heck, N. H.: Earthquakes, a challenge to science. (The Scientific Monthly. 31. 1930. 113—125.)

Ansel, E. A.: Das Mitschwingen als Fehlerquelle bei der Reduktion von Pendelbeobachtungen. (GERLAND's Beitr. 25. 1930. 36—52.)

The seismological Stations Kobenhavn and Scoresby-Sund. (Geodaetisk Inst. Danmark. Kopenhagen 1930. 32 S. 9 Taf. 20 Abb.)

Beschreibung der neuen Stationen Kopenhagen und Scoresby-Sund. Die letztere liegt bei L.: 21° 57' W, Br.: 70° 29' N, in 69 m Höhe, und verfügt über einen vollständigen Satz Galitzin-Pendel. Die Station Kopenhagen ist ausgerüstet mit den folgenden Pendeln: ein Wiechert, horizontal, Masse 100 kg; ein Wiechert, vertikal, 1300 kg; ein vollständiger Satz Galitzinpendel; Milne-Shaw und Wood-Anderson für je zwei Komponenten. **F. Errulat.**

R. Köhler: Harmonische Schwingungen des Untergrundes. (Zs. Geophysik. 6. 1930. 123—126. 2 Abb.)

Beobachtungen der Verkehrsruhe ergeben, daß die Bewegungen als Grund- und Oberschwingungen einer unten festgehaltenen Schicht aufzufassen sind. Die in Potsdam durchgeführten Versuche ergeben als Dicke der schwingenden Schicht etwa 53 m.

F. Errulat.

R. Spitaler: Über die Auslösung von Erdbeben durch die Achsenschwankungen der Erde. (GERLAND's Beitr. 25. 1930. 118—129. 1 Abb.)

Durch die Achsenschwankungen der Erde werden vertikale und horizontale Kräfte hervorgerufen, welche die Erdkruste der neuen Gleichgewichtsfigur anzupassen bestrebt sind. Aus dem zeitlichen Verlauf der Breitenvariation im Herdmeridian schließt Verf., daß Beben zumeist eintreten, wenn eine Richtungsänderung der deformierenden Kraft eintritt. Es scheint dabei also nicht im allgemeinen die Richtung der deformierenden Kraft, sondern ihre Änderung von Bedeutung zu sein. Für die Zeit zwischen der Richtungsänderung und dem Eintritt des Bebens erhält Verf. je nach der Art der Kräfte ca. 54—90 Tage. Verf. empfiehlt Untersuchungen der gleichen Art für engere Herdgebiete.

F. Errulat.

E. Gherzi: Microseisms associated with storms. (GERLAND'S Beitr. 25. 1930. 145—147.)

Monsune einerseits und Zyklonen andererseits erzeugen zwar beide Brandung, rufen aber verschiedene Arten mikroseismischer Bodenunruhe hervor.

F. Errulat.

H. P. Berlage jun.: Näherungsformeln zur Berechnung der Amplituden der elastischen Wellen, die beim Durchgang einer gegebenen Welle durch eine Unstetigkeit entstehen können. (GERLAND'S Beitr. 26. 1930. 131—140.)

VISSER hat darauf hingewiesen, daß die PP-Welle zu früh einsetzt, da die Reflexion in ca. 40 km Tiefe stattfindet. Für die PS-Welle war etwas Ähnliches nicht festzustellen. BERLAGE berechnet nun die Amplitudenverhältnisse für die einfallende, durchgehende und reflektierte Longitudinalwelle und die entsprechenden Teile einer in der Einfallsebene polarisierten Transversalwelle und kommt dabei zu dem Ergebnis, daß nur die an der freien Erdoberfläche reflektierte PS und die tiefere Unstetigkeiten durchlaufende Phase PpsS kräftig genug sind, um wahrgenommen zu werden. Beide stimmen mit der theoretischen Laufzeitkurve überein. Die vermuteten verfrühten Reflexionen erreichen noch nicht $\frac{1}{10}$ der Intensität der einfallenden Welle und gehen der Beobachtung verloren.

F. Errulat.

Hasegawa: Die erste Bewegung bei einem Erdbeben. (GERLAND'S Beitr. 27. 1930. 102—125. 9 Abb.)

Nach TOSHI SHIDA verteilen sich Stoß und Zug der ersten Bewegung bei tektonischen Beben nach Quadranten um das Epizentrum, dagegen konzentrisch um das Epizentrum, wenn ein Einsturzbeben vorliegt. Der Bruch geht bei tektonischen Beben von einem Punkte aus und wird durch Scherungskräfte hervorgerufen. Die theoretische Behandlung zeigt, daß die Amplituden einer longitudinalen Welle in zwei zueinander senkrechten Geraden, den Knotenlinien, verschwinden müssen, zwischen diesen Geraden aber nach Quadranten geordnet entgegengesetzt gerichtet sind. Die Amplitude der Scherungswelle hat auf diesen Knotenlinien ihre Maxima; ihre Maxima liegen auf den Halbierenden der Quadranten. Verf. gibt ein Schema wieder, welches die Verbindung der Anfangsbewegung im Hypozentrum mit der Richtung der P und S erkennen läßt. Schon NAKAMURA hat auf diese Beziehung zwischen Bruch- und Knotenlinien hingewiesen und sie am Shimabara-beben vom 8. 12. 1922 geprüft; das große Tangobeben vom 27. 3. 1927 lieferte einen guten Beweis dafür, daß Knotenlinie und allgemeiner Verlauf bekannter Verwerfungen im Epizentralgebiet zusammenfallen. Die Tektonik des Herdgebietes ist also für die Richtung der ersten Einsätze maßgebend.

Die Ausbreitung des Bruchvorganges wird vom Verf. allgemein erläutert; nur einfachere Fälle sind einer Deutung, wie sie IMAMURA beim Kwantobeben 1923 gegeben hat, zugänglich. Weder Amplitude noch Dauer des Einsatzes, sondern nur die Art desselben kann über den Bruchvorgang selbst Aufschluß geben. So schließt MATSUYAMA aus dem allmählichen Auftreten der ersten Bewegungen beim Kwantobeben auf plastische Nachbiegung im Hypozentral-

gebiet. Am Montanabeben untersuchte P. BYERLY erstmalig die ersten Bewegungen für große Herdentfernungen und fand eine gekrümmte Knotenlinie. Aus der allgemein auftretenden Quadrantenanordnung ist zu schließen, daß der Erdbebendruck die Tendenz hat, sich an einer Vertikalebene in horizontalen Bewegungen auszulösen.

Für die ersten Bewegungen bei Einsturzbeben ergibt die Theorie, daß P immer als Stoß auftritt, und daß für P die Grenze zwischen Stoß und Zug ein Kreis um das Epizentrum ist. Es können also leicht P und P entgegengesetzte Richtung haben. Die erste Bewegung der S-Welle findet radial aus dem Epizentrum heraus statt und hat keine Knotenlinie. Das Material über reine Einsturzbeben ist aber noch sehr gering. Bei Explosionsvorgängen als Bebenauslösung werden auch die Merkmale von Einbruchbeben auftreten. Verf. weist dabei auf die Abweichungen der Oppauer Seismogramme von Nebendiagrammen hin. Die Beobachtungen von OMORI an den Explosionsbeben des Sakurashima (1914) scheinen anzudeuten, daß die Beben von Scherungsbrüchen ausgelöst wurden.

F. Errulat.

O. Somville: A propos d'une onde longue dans la première phase de quelques séismogrammes. (GERLAND's Beitr. 27. 1930. 437 bis 442.)

Die Registrierungen italienischer Beben und nur diese zeigen im Bereiche der P eine besonders lange Welle (PL) von 20—30 sec., deren Geschwindigkeit $\frac{1}{2}$ der der P zu sein scheint. Verf. macht den Versuch, eine Laufzeitkurve dieser Welle zu entwerfen.

F. Errulat.

B. Gutenberg: Registrierungen mit zwei Galitzinpendeln verschiedener Periode. (GERLAND's Beitr. 25. 1930. S. 74—80. 5 Abb.)

Der Vergleich der Aufzeichnungen von zwei Galitzinpendeln mit 2,7 bzw. 19 sec Eigenperiode zeigt, wie zu erwarten ist, wesentlich verschiedene Wiedergabe der Bodenbewegungen. In der Wiedergabe der kurzen Vorläuferphasen ist das kurzperiodische Pendel überlegen. Die übrigen Phasen werden von dem langperiodischen Pendel besser wiedergegeben.

F. Errulat.

H. Landsberg: Vergleich der Aufzeichnungen zweier Galitzinpendel mit verschiedener Eigenperiode. (GERLAND's Beitr. 27. 1930. 326—359.)

Es werden die Aufzeichnungen von zwei Galitzinpendeln des Taunusobservatoriums, beide N—S schwingend, für die Zeit vom März 1929 bis Januar 1930 verglichen. Die Schwingungsdauer betrug 2,5—3,0 bzw. 18,4—19,2 sec. Das kurzperiodische Pendel lieferte mehr nur die schärferen Longitudinaleinsätze, was für die Ermittlung der Herdentfernung wertvoll ist. Die ersten Einsätze beim langperiodischen Pendel sind oft bedeutend verspätet, Einsätze von überlagernden Beben fehlten bei ihm oft ganz. Je größer die Herdentfernung wird, desto eher verschwinden die kurzperiodischen Wellen; nach den ersten Einsätzen der Transversalwellen sind sie meistens nicht mehr zu beobachten. Die Zeitdifferenz zwischen dem Auftreten der

langen und kurzen Perioden scheint mit abnehmender Intensität der Beben zuzunehmen; bei Nahbeben unter 1000 km scheint das langperiodische Pendel im allgemeinen wesentlich später zu reagieren. Die Häufigkeit der einzelnen Perioden ist von der selektiven Wirkung der Pendel abhängig. Das Verhältnis der registrierten P-Amplituden ändert sich mit wachsender Entfernung wesentlich zugunsten des langperiodischen Pendels.

Das kurzperiodische Pendel gibt eine Fülle „undefinierter“ Einsätze zwischen P und PP, sowie zwischen PPP und S. Die Differenz von 8—12 sec einer ersten Gruppe gegen P könnte auf eine Unstetigkeit in ca. 100 km Tiefe zurückgeführt werden. Sonst erscheinen die undefinierten Einsätze ziemlich wahllos verteilt, so daß man auf die Berechtigung individueller Laufzeitkurven für jedes Beben schließen könnte. Kurzperiodische Wellen kommen vor allem bei Phasen vor, die auf ihrem ganzen Wege longitudinal gelaufen sind; bei reinen Transversalwellen sind sie gar nicht oder nur selten vorhanden. Die Beobachtungen der mikroseismischen Bodenunruhe werden dahin gedeutet, daß kurzperiodische Unruhe von der Brandung an der englischen Küste, langperiodische von der bei Norwegen herrührt. Der Gang der Brandung und der Unruhe sind fast durchweg gleichsinnig.

F. Errulat.

J. Neunteufl: Zur Bestimmung des Epizentrums eines Nahbebens. (GERLAND's Beitr. z. Geoph. **26**. 1930. 189—198. 4 Fig.)

Die von A. MOHOROVICIC angegebene Hyperbelmethode zur Bestimmung des Epizentrums auf Grund der Zeitdifferenzen gleicher Phasen an verschiedenen Stationen gibt bei drei Hyperbeln zwar eindeutige Schnitte, jedoch keine genügende Sicherheit für Herdzeit und Epizentrum; erst eine vierte Hyperbel läßt erkennen, ob der Schnitt reelle Bedeutung hat.

F. Errulat.

B. Gutenberg: Nochmals zur Frage der Laufzeitkurven. (Zs. f. Geophysik. **6**. 57—59. 1930.)

Zur Verbesserung unserer Laufzeitkurven ist es nötig, Herd und Herdzeit aus Nahregistrierungen möglichst ohne Laufzeitkurven zu bestimmen und daraus die Laufzeiten der einzelnen Phasen abzuleiten. Bei Verwendung der bisherigen Laufzeitkurven zu solchen Untersuchungen gehen die alten Ungenauigkeiten wieder in die neue Kurve ein. Untersuchungen des Verf.'s haben ergeben, daß bei der P-Phase die kurzen Wellen früher eintreffen als die längeren; es ist den früheren Einsätzen wohl mehr Wert beizulegen als den späteren. Zur Bearbeitung sind möglichst nicht Stationsberichte, sondern Originalaufzeichnungen zu verwenden.

F. Errulat.

Perry Byerly: The dispersion of seismic waves of the Love type and the thickness of the surface layer of the earth under the Pacific. (GERLAND's Beitr. **26**. 1930. 27—33. 2 Fig.)

Es scheint, daß die Beobachtungen der langen Wellen vom Love-Typ in Berkeley bei ozeanischem Wege sich besser der Wellengeschwindigkeit als der Gruppengeschwindigkeit anpassen. Die Schichtdicke unter dem

Pazifik scheint dabei etwa 40 km zu sein. Nimmt man dagegen Gruppengeschwindigkeit für die ersten Einsätze an, dann würde 20 km Schichtmächtigkeit den Beobachtungen am besten entsprechen. **F. Errulat.**

H. H. Turner: *Shallow and deep Earthquakes.* (Internat. Seismol. Summ. 1926. July—Sept. 175—183. Oxford 1930.)

Nimmt man eine „normale Herdtiefe“ zu 0,01 R (R = Erdradius) oder ca. 64 km an, dann ergibt sich für 1913—1924 von 111 Beben bei nur 17 eine normale Herdtiefe, bei einem Beben ist sie 0,04 R, also über 254 km, bei zweien 0,08 R, also über 500 km. K. WADATI erhält aus Nahbeobachtungen für das Beben vom 26. Juli 1926 eine Tiefe von 343 km. TURNER, der schon seit 1922 auf die Existenz großer Herdtiefen hingewiesen hat, erhält für dieses Beben 382 km Herdtiefe. WADATI's Zone tiefer Herdlagen, die von ca. 33° N 140° E nach 37° N 134° E verläuft und die japanische Inselregion etwa senkrecht schneidet, wird von TURNER bestätigt und weiter nach SE verfolgt. Es besteht möglicherweise auch eine Fortsetzung auf kontinentales Gebiet. **F. Errulat.**

I. Lehmann: *P' as read from the records of the earthquake of June 16th 1929.* (GERLAND's Beitr. 26. 1930. 402—412.)

Der Herd des Bebens lag bei 172¼° E und 41¾° S; gefühlt wurden Erdstöße in Wellington und besonders im Nordwestteil der Südinsel von Neuseeland, wo sie großen Schaden verursachten. Die Herdzeit wurde nach der Tabelle von MACELWANE berechnet. P_n ist bis zu 150,6° beobachtet. Die Kernwelle P' zerfällt in zwei Teile, P_1' und P_2' . P_1' tritt von 102,3° ab auf und hat etwa den Verlauf der P' der Frankfurter Laufzeitkurve 1928 von B. GUTENBERG. P_2' wird erst bei 160° lesbar und läßt sich darstellen durch die Laufzeitfunktion

$$P_2' - T_0 = 20^m 46^s (\Delta - 160^\circ) \times 4,2 \text{ sec.}$$

Sie weicht mit wachsender Entfernung stärker von der T_0 -Achse ab.

F. Errulat.

I. Lehmann: *The Earthquake of 22. III. 1928.* (GERLAND's Beitr. 28. 1930. 151—164. 2 Fig.)

Der Herd des Bebens lag nach Angabe der U.S. Coast and Geodetic Survey bei 14° N 95° W, nach mexikanischen Berichten bei 15,54° N 96,23° W. Verf. berechnet ihn zu 16° N 96° W, die Herdzeit zu 4^h 16^m 58^s m. Greenwicher Zeit. Die Beobachtungen der P passen gut zu der Kurve von BYERLY und JEFFREYS für Entfernungen von ca. 30—45° und 80—90°. Hauptsächlich untersucht Verf. die S-Phase für Entfernungen, in denen $\overline{S_c P_c S}$ zu erwarten ist, d. h. die Welle, welche als S-Phase bis zum Kern geht, diesen als P durchläuft und an der Kerngrenze wieder in eine S-Welle umgewandelt wird. Die europäischen Stationen, zwischen 78 und 94° Herdentfernung gelegen, geben außer zweien nur eine S-Phase; danach ist bei 81,7° $\overline{S_c P_o S}$ vor S_n laufend vorhanden. S_n ist ein ausgeprägt starker Einsatz und hat die Laufzeitfunktion:

$$S_n - O = 22^m 28^s (\Delta - 80^\circ) \cdot 10,7 \text{ sec.}$$

$S_c P_c S$ fängt sehr schwach an; die Laufzeitkurve konnte infolge zu starker Streuung der Daten noch nicht berechnet werden. Die Unsicherheit des Einsatzes hält Verf. nicht für einen Mangel der Beobachtungen; es wird angenommen, daß viele Unregelmäßigkeiten auf dem Strahlwege längs der Kernoberfläche die großen Streuungen geben. Verf. schlägt vor, in der Folge mehr die Laufzeitkurven für kleinere Entfernungsintervalle zu prüfen, welche mit Stationen gut besetzt sind.

F. Errulat.

B. Gutenberg und **H. Landsberg**: Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930. (Natur und Museum. 1930. H. 4. S. 1—4. 1 Karte.)

— —: Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930. (GERLAND's Beitr. 26. 1930. 141—155. 4 Fig.)

Eingehende Besprechung der makroseismischen Beobachtungen. Die Isoseisten lassen auf sehr geringe Herdtiefe schließen und spiegeln in ihrem Verlauf die Tektonik wieder. Die Registrierungen an 7 Stationen bis zu 377 km Entfernung ergeben, daß die Herdtiefe wohl nicht mehr als 5 km beträgt. Wahrscheinlichste Herdkoordinaten: λ : $8^{\circ}8,0'$, $\varphi = 50^{\circ}6'$, im äußersten SE des am stärksten erschütterten Gebietes.

F. Errulat.

E. Wanner: Geschwindigkeit und Phasen der Erdbebenwellen im Alpengebiet. (Vierteljahrschr. d. Nat. Ges. Zürich. 75. 1930. 195—210.)

Die bei alpinen Beben gefundenen Geschwindigkeiten der Vorläufer im Molassegebiet unterscheiden sich nur unwesentlich von den Göttinger Werten. Ein Einfluß des Deckenmaterials scheint vorhanden zu sein, jedoch ist seine Größe unsicher. Bei den Diagrammen sind die P*- und P-Phasen zu erkennen, entsprechend der Wellenfortpflanzung durch eine untere basaltische und eine obere granitische Schicht. Die Grenze der Granitschicht gegen die basaltische Unterlage wäre in etwa 11—16 km anzunehmen, gegenüber 8—12 km unterhalb Göttingen nach Bockamp und Wölcken.

F. Errulat.

Corrado Guzzanti: L'Osservatorio di Mineo. Appunti su alcuni terremoti avvenuti prima dell'istituzione dell'archivio geodinamico presso il R. Ufficio Centrale di Met^a. e Geod^a. Roma. (Atti della Acad. Gioenia di scienze naturali in Catania. Ser. V. 16. Catania 1929. Mem. XV^{bis} 12 p.)

Coulson, A. L.: Second note on the North-West-Himalayan Earthquake of the 1st February 1929. (Rec. geol. surv. of India. 63. Calcutta 1930. 434—448.)

S. W. Visser: On the Distribution of Earthquakes in the Netherlands East-Indian Archipelago. II. 1920—1926. With a Discussion of Time Tables. (Koninkl. Magnet. en Meteorolog. Obs. Batavia. Verhandelingen. 22. Weltevreden 1930.) 116 S. 11 Fig. 2 Kartenbeilagen. 1 Tafel.)

Die Verbreitung der Herde nach makroseismischen Beobachtungen er-

gibt: Ein großer Bezirk, Sumatra östl. des Barisangebirges und Borneo, mit Ausnahme der Ostküste, ist nahezu aseismisch. Die ganze Küste von Atjeh (Nordsumatra) bis Timor ist seismisch rege; innerhalb der Molukken besonders das Zentralgebiet Boeroe-Ceram-Banda. Von den 3310 Beben, die von 1920—1926 gezählt wurden, liegen wahrscheinlich nur bei 244 die Herde auf dem Lande.

Zur mikroseismischen Bearbeitung lagen die Aufzeichnungen von 306 Beben vor, davon 136 auf Java und 35 als Weltbeben registriert. Die Herdbestimmungen ergeben, daß bei weitem die Mehrzahl der Javabeben ihren Herd auf den submarinen Abhängen s. der Küste von Java und Sumatra haben. Bemerkenswert ist die Häufung der Herde sö. der Insel Engano, in der Sundastraße. Das Gebiet zeigt unruhige Isobathen, die Unterbrechung der Gebirgszüge durch die Sundastraße, der plötzliche Richtungswechsel der Gebirgszüge von Java und Sumatra, deuten auf eine tektonische Schwächezone hin. Das reichhaltige Material gibt Veranlassung zu einer eingehenden und sehr wertvollen Diskussion über die Laufzeitkurven. Aus den Ergebnissen sei besonders hervorgehoben, daß das verfrühte Eintreffen der PP bestätigt wird. Die Differenz beträgt 12 sec und wird auf Reflexion der PP nach dem Erdinnern hin an einer Diskontinuitätsfläche in ca. 40 (38) km Tiefe zurückgeführt. Die PS-Reflexion zeigt diese Differenz aber nicht. Die Geschwindigkeit der langen Wellen ergibt sich wieder bei ozeanischem Wege merklich höher als bei kontinentalem. Für die Geologie dürften von besonderem Werte die beiden Karten sein, welche in sehr augenfälliger Weise den engen Zusammenhang zwischen der Morphologie des Meeresbodens und der Lage der Epizentren zeigen.

F. Errulat.

Brown, Charles W.: Engineering Seismology in Japan. (Eastern Sect. of the Seismol. Soc. of America. Proceed. Meet. 1930. 8—24. Washington D. C. 1930.)

Davison, Charles: The Japanese Earthquake of 1923. (London, Th. Murby & Co., 1931. 40 Taf. u. Diagr. Preis 7½ sh.)

Chuji Tsuboli: Report on the Activity of Earthquake Research Institut Tokyo, Imperial University, in the Latter Half of 1929. (GERLAND's Beitr. 26. 1930. 111—112.)

1. Untersuchungen im Tangodistrikt im Anschluß an das Erdbeben von 1927 zeigen fortgesetzte Bodensenkungen; sie sind in einer Karte dargestellt.
2. Im Anschluß an die Eruption des Komagatake am 17. Juni 1929 konnten in seiner Umgebung instrumentelle Beobachtungen über Bebenstöße und Bodenneigungen vorgenommen werden. Messungen mit dem Schwerevariometer ergaben keine sicheren Resultate. Ein Nivellement ergab 80 mm maximale Bodensenkung nördlich und westlich des Vulkans.
3. Die Herdgebiete in Japan fallen, wie in zwei Karten dargestellt wird, mit Zonen gravimetrischer Massendefekte zusammen.
4. Angaben über einen Accelerometer nach Ishimoto und Takahasi.
5. Bericht über Messungen von Boden- neigungen von Ishimoto.

6. Untersuchungen über den Einfluß der obersten Bodenschicht bei Nahbeben auf den ersten Einsatz im Diagramm. Überlagerungen des Bebenimpulses durch kurzperiodische Eigenschwingungen. **F. Errulat.**

Heck, N. H.: Progress of Seismological Investigations in the United States July 1. 1927 to January 1. 1930. (U. S. Coast and Geodetic Surv. Spec. Publ. Nr. 167. S. 1—14. 2 Fig. Washington 1930.)

Arthur Keith: The Grand Banks Earthquake. (Eastern Section of the Seismol. Soc. of America. Proceed. Meeting 1930. Supplement. Washington 1930. 2 Taf.)

Das Beben vom 18. November 1929 in der Region der Grand Banks, südlich der Küste von Neufundland und östlich von Halifax führte zu einer Reihe von Kabelbrüchen, wurde von Schiffen beobachtet und ließ auch Erdbebenfluten entstehen, die an den Küsten von Neufundland und Neuschottland z. T. erheblichen Schaden verursachten. Das Gebiet der Kabelbrüche hat eine Ausdehnung von $5\frac{1}{2}$ Breiten- und $6\frac{1}{2}$ Längengraden. Die durch das Hydrographische Amt ausgeführten Lotungen ergaben, daß der Herd nahe beim Schelfabhange gelegen hat, und zwar dort, wo die Cabot-Rinne, ein tektonisch bedingter Graben, den Schelfrand kreuzt. Danach wären Schelf und Rinne tektonischen Ursprungs. Auch frühere Beben sprechen dafür. Die weite Erstreckung der Kabelbrüche in die Tiefsee nach SE läßt auf weitere Parallelbrüche schließen.

F. Errulat.

J. Gutmann: Jährliche und tägliche Häufigkeitsschwankung der Beben in den Vereinigten Staaten. (GERLAND's Beitr. 28. 1930. 101—113. 10 Fig.)

Das von N. H. HECK für die Zeit von 1638—1927 zusammengestellte Beobachtungsmaterial über starke Beben in den Vereinigten Staaten ist vom Verf. auf die Realität von Perioden hin untersucht worden. Um regionale Verschiedenheiten aufzuklären, teilt Verf. das Gebiet in fünf Teile (nordöstliche, östliche, mittlere westliche, westliche Mountain-Region und pazifische Region) ein, von denen er das Material aus den vier ersten nach einer von A. SCHUSTER angegebenen Methode analysiert. Es ergibt sich, daß für die westliche Mountain Region vielleicht eine jährliche Periode vorliegen kann, da die relative Amplitude der Häufigkeitskurve den erwarteten Wert erheblich übertrifft, und da die Maximumszeiten der 3. und der 4. Region eng zusammenfallen. Für eine halb- oder dritteljährliche Periode treten keine Anzeichen auf. Bei den täglichen Häufigkeitsschwankungen ergeben sich nur geringe Werte der relativen Amplituden, dagegen weisen die Eintrittszeiten der ganztägigen Schwankung weitgehende Übereinstimmung, nach einstündigen, wie nach zweistündigen Intervallen berechnet, auf. Für das Gebiet 3 und 4 erscheint auch eine dritteltägige Welle nicht ganz unmöglich.

F. Errulat.

McIntosh, D. S.: The Acadian-Newfoundland Earthquake. (The Proc. and Trans. of the Nova Scotian Institute of Science. Halifax 1930. 27. 213—222.)

Johnstone, J. H. L.: The Acadian-Newfoundland Earthquake of Novembre 18. 1929. (Ebenda. 223—237.)

E. Tams: Die Seismizität des Südantillenbogens. (Zs. f. Geophysik. 6. 1930. 361—369. 1 Karte.)

Der Südantillenbogen etwa von Südgeorgien bis zur Westantarktis mit der von der Meteor Expedition entdeckten Sandwichtiefe ist anscheinend ein seismisch reges Gebiet. Das Großbeben vom 27. 6. 1929 wird eingehend besprochen und sein wahrscheinlicher Herd berechnet. Er liegt in der Tiefseerinne, die seismisch den pazifischen Rinnen zugeordnet werden muß.

F. Errulat.

E. Tams: Das Epizentrum des südatlantischen Großbebens vom 27. Juni 1929. (Zs. f. Geophys. 6. 1930. 480—482.)

Ergänzung der obigen Herdberechnung durch Beobachtungen der Stationen der Südhalbkugel. Die Herdkoordinaten sind wahrscheinlich: L. = $29,6^{\circ}$ W $\pm \frac{1}{2}^{\circ}$, Br. = $54,0^{\circ}$ S ($\pm \frac{1}{2}^{\circ}$), in der Region des NW-Endes der Sandwichtiefe.

F. Errulat.

Vulkanismus.

Bosch, C. A., van den: De Caldera-vorming. (Natuurkundig Tijdschr. 90. Batavia 1930. 27—84.)

C. G. S. Sandberg: De caldera-strijdvraag. [Die Caldera-Streitfrage.] (Natuurk. Tijdschr. v. Ned-Indië. 90. Batavia 1930. 304—318.)

Der größte Teil der das Caldera-Problem behandelnden Literatur geht auf das Wesen der Erscheinung nicht ein. Konkrete Unterschiede zwischen den Begriffen „Krater“ und „Caldera“ findet man dabei nicht angegeben, im Gegenteil. Allein R. A. DALY und C. A. VAN DEN BOSCH haben den Begriff Caldera schärfer zu umschreiben versucht. Die von letzterem gegebene Definition leidet aber an Über- und Unterpräzisierung und muß daher abgelehnt werden. Verf. wendet sich gegen die Behauptung v. D. BOSCH's, wonach man mindestens in einem Falle die Bildung einer großen Caldera, und zwar durch explosives paroxistisches Einsinken, beobachtet habe, nämlich 1875 auf Island (Knebelkrater). In Wirklichkeit hat WATTS, erst $3\frac{1}{2}$ Monate nach der paroxysmalen Phase, nur die Vergrößerung eines verhältnismäßig sehr kleinen Kraters durch Abstürze des Kraterlands längs vertikaler Bruchflächen gesehen. Eine Auseinandersetzung des Mechanismus der Caldera-Bildung nach VAN DER BOSCH's Theorie, gegründet auf der Analogie von unmittelbaren Beobachtungen gut und einwandfrei festgestellter Erscheinungen, hat dieser Autor nicht gegeben. Diejenigen, welche die Identität von Kratern und Calderen, ungeachtet deren Größe, nicht anerkennen wollen, sind sich offenbar nicht bewußt, daß sie damit etwas geologisch Unhaltbares annehmen.

F. Musper.

Bemmelen Fr. R. W. van: De Tengger strijdvraag. (Natuurkundig Tijdschr. 90. Batavia 1930. 96—161.)

Scheibener, E.: Über ein Vorkommen von Granit im Gebiete des G. Pangogoeng. (Ebenda. 162—164.)

R. W. van Bemmelen: Positieve en negative vulkaanvormen. [Postive und negative Vulkanformen.] (Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Gen. 2^o ser. 48. Leiden 1931. Sonderabdr. 1—9. Mit engl. Zusammenf.)

Verf. will hier erläutern, wie der Aufbau und die Abtragung der Vulkanformen durch die endogenen Kräfte bestimmt wird.

Die Vulkanformen sind hauptsächlich abhängig vom Gleichgewicht zwischen Zu- und Abfuhr des Materials. Dabei kann die Zufuhr größer, gleich oder kleiner sein als die Abfuhr. In den beiden ersten Fällen wirkt der Vulkanismus aufbauend und führt zur Entstehung positiver Vulkanformen, im letzten Falle handelt es sich um Abbau und Entstehen von Hohlformen.

Als Beispiele für die erste Möglichkeit werden aufgeführt der Erhebungs-krater Morro von San Luis (GERTH), der Colle Umberto und Colle Margherita auf der Vesuvflanke, der vulkanische Horst des Epomeo auf Ischia (RITTMANN). Auf Ischia hat man es mit einem Übergang von einem vulkanischen zu einem tektonischen Horst zu tun.

Hält die Zufuhr mit der Abfuhr von Material gleichen Schritt, so liegt „normaler Vulkanismus“ vor (Beispiel: die periodisch wiederkehrende Tätigkeit des Vesuv, Ätna usw.).

Der dritte Fall wird ausführlicher behandelt. Dabei kommt Verf. erneut auf die Calderenbildung zu sprechen. Wenn durch explosiven Paroxysmus so große Materialmengen aus dem Herd entfernt werden, daß Einstürze und Senkungen die Folge sind, so entstehen Depressionen, die einen viel größeren Durchmesser besitzen als der Förderkanal, und diese nennen wir Calderen. In der Größe des Durchmessers, die eine Caldera von einem Krater unterscheidet, sieht Verf. nicht nur einen graduellen, sondern auch einen grundsätzlichen Unterschied, er möchte dann den Begriff Caldera für vulkanische Einstürze vorbehalten wissen und die durch vulkanische Explosionen entstandenen Depressionen Krater bezw. Maare nennen. So bestände auch die Möglichkeit, daß es Riesenkrater gibt, die einen größeren Durchmesser haben als Miniaturcalderen. Wenn auch die Entscheidung nicht immer möglich sein wird, ob eine vulkanische Depression ein Krater oder eine Caldera ist, so besteht doch mehr und mehr das Bedürfnis nach einer Nomenklatur, welche die Genese in den Begriff hineinlegt. Da für vulkanische Depressionen nur zwei Entstehungsmöglichkeiten in Betracht kommen, durch Explosion oder Einsturz, so erscheint es unzweckmäßig, an einer Benennung nach der äußeren Form festzuhalten, die irreführen kann. In der Caldera kann man demnach Übergänge von einem vulkanischen in einen tektonischen Grabenbruch sehen (Beispiel: Toba-See in Sumatra). **F. Musper.**

W. Ahrens: Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. (Verh. Naturh. Ver. Rheinlande und Westfalen. Bonn 1930. Mit 1 Karte.)

Die vulkanischen Eruptionen der Eifel im Jungdiluvium führten zur Entstehung des Mosenberges, dessen geologische und morphologische Eigenarten ergeben, den Hauptvulkan im südlichen Teil dieser sich lang nach NW hinziehenden Erhebung anzunehmen. Hier lassen sich zwei Krater erkennen,

von denen eine Ostseite bis zu 516,9 m Meereshöhe emporsteigt. Westlich dieser Höhen tritt ein verhältnismäßig kurzer Basaltlavagang (nephelinführender Leucitbasalt) auf, während ein Basaltlavastrom (leuzitführender Nephelinbasalt) auf eine Entfernung von rund 1½ km im Horngraben zu beobachten ist.

Es ist bemerkenswert, daß sich der Bach des Horngrabens mindestens 6—10 m unter die Sohle des Basaltstromes eingeschnitten hat.

[Die Erosionstätigkeit des Wassers im Basaltlavastrom mag wohl dadurch unterstützt worden sein, daß die Wassermengen des Horngrabens den über sie hinweggehenden Lavastrom durch ihre Dampfbildung z. T. zerspritzt haben. D. Ref.]

Die übrigen Auswurfmassen des Mosenberges bedecken in mehr oder minder mächtigen Decken das devonische Grundgebirge. Nach NW zu tritt der Wanzenboden (Windsborn) mit einem 20—30 m steil abfallenden Ringwall auf, der hier aus einer stark verkitteten bzw. verschweißten Schlackenumwallung besteht.

Etwas abseits dieser in NW-Richtung hinziehenden Krater tritt als nördlichster Krater des Mosenberges das Hinkelmaar auf, von dem wir nur noch die Außenumwallung sehen, während der eigentliche innere Krater schon abgetragen ist. Es ist auch hier eine nephelinführender Leucitbasaltlava zu beobachten, die wenige und kleine Einsprenglinge von Olivin und Augit enthält.

Zimmermann.

Ahrens, Wilhelm: Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. (Ferd. Enke, Stuttgart 1930. VIII u. 87 S. 16 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 621.

— Phonolitische Tuffschlote im Laacher Seegebiet. (Jb. Pr. Geol. Landesanst. 1929. 50. Berlin 1930. 720—732. 1 Taf. 6 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 621.

— Geologische Skizze des Vulkangebietes des Laacher Sees. (Jb. Pr. Geol. Landesanst. 1930. 51. Berlin 1930. 130—140. 2 Taf. 1 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 622.

Grassi Cristaldi, G. e A. Giammona: Determinazione degli azoturi nei proietti etnei. (Atti della Acad. Gioenia di scienze naturali in Catania Ser. V. 16. Catania 1929. Mem. VIII^{bis}. 8 p.)

Ponte, G.: La eruzione Etna del novembre 1928. (Atti della Acad. Gioenia di scienze naturali in Catania. Ser. V. 16. Catania 1929. Mem. XII^{bis}. 6 p. 1 Taf.)

Georgalas, G. C. et N. Liatsikas: Rapport sur l'éruption épigénésique (1928) du volcan de Santorin (Extrait du „Rapport sur les travaux exécutés en Grèce“ de la Commission Géodésique Hellénique présenté à la quatrième assemblée générale de l'Union Géodésique et Géophysique internationale à Stockholm Août 1930. Athènes 1930. 12 S. 3 Taf.)

M. Blanckenhorn: Das Schwefelvorkommen südlich Gaza. (Zs. prakt. Geol. 38. 1930. 183.)

In der philistäischen Küstenebene Palästinas findet sich etwa 10 km südlich Gaza ein Schwefelvorkommen von etwa 1 qkm Ausdehnung, das

wahrscheinlich genetisch mit einer in jüngerer Zeit hier vorhanden gewesenen Solfatare zusammenhängt. Eruptivgesteine, Aschen und Krater finden sich in der ganzen Gegend nicht, und das Gelände unterscheidet sich wenig von dem der weiteren flachen Umgebung. Nur sind die niedrigen, höckerigen Umgebungen noch ärmer an Vegetation und steiniger als die sonstige Wüste oder Steppe ringsum. Der sonst herrschende lose Sand, Löß und Kalksandstein ist durch eingedrungenen Schwefel mehr oder weniger verfestigt. Die Schwefelzementierung reicht mindestens bis zu 12 m Tiefe. Das unregelmäßig verfestigte Sandgestein erscheint vorwiegend schwarzbraun; Bitumen- und Eisenmangengehalt fehlen. Der Schwefel ist rein und findet sich in unregelmäßigen Hohlräumen und Klüften, deren Wände er in 1—3 mm starken weißen Krusten kristallisiert überkleidet. An andern Stellen kommen dicke, feste Krusten aus verschiedenen gefärbten Gesteinslagen vor, wie sie sonst die Wände und Klüfte von Krater Vulkanen zieren und die besonders der zersetzenden Wirkung von schwefelsauren und salzsauren Dämpfen zugeschrieben werden. An einzelnen Stellen stößt man auf größere, lebhaft glitzernde Kristallgruppen aus grüngelbem Schwefel. Sonst kommen noch Gips in farblosen oder weißen Kristallen, schwarze, alaunhaltige Erde und kaolinartige weiße Tonerdesilikate vor.

Verf. glaubt, es mit einem Vulkanembryo zu tun zu haben, der es aber nur bis zum Austreten von Schwefelgasen brachte. Diese den Sand durchdringenden Gase führten nach der Formel $2 \text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 = 2 \text{H}_2\text{O} + 3 \text{S}$ zur Schwefelsublimation.

Der Kalk wurde dabei in Gips übergeführt, der unregelmäßig verteilte Tongehalt in dunklen Alaun oder in das kaolinartige, wasserhaltige Tonerdesilikat.

Da keine organischen Reste oder Bitumina auftreten, ist eine Entstehung durch Reduktion unmöglich. Den Durchschnittsgehalt des sandigen Gesteins an Schwefel schätzt man nach den bisherigen Untersuchungen auf 5—25 %, im Durchschnitt auf 17 % und die Masse des Schwefels auf weit über 1 Million Tonnen.

Solche Solfataren ohne Krater treten auch in Westarabien auf wie am Djebel el Kibrit südlich Makna, ferner am Roten Meer südlich Mueleh, an einem Tuweil el Kibrit genannten Hügel am Scherm Djibbah, an der Mündung des Wadi Madsus und am Scherm Saharran. Ein dritter Djebel el Kibrit liegt in der Mitte zwischen dem Hafen Wedj und der Mündung des großen Wadi el Hamdi. Die Schwefelvorkommen im westlichen Sinai, bei Heluan in Ägypten, im Jordantal und auf der Lisan-Halbinsel sind auf Schwefelthermen zurückzuführen.

M. Henglein.

Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den Oost-Indischen Archipel, waargenomen gedurende het jaar 1929. [Vulkanische Erscheinungen und Erdbeben im ostindischen Archipel, beobachtet während des Jahres 1929.] Verzameld en bewerkt door het Kon. Magn. en Meteor. Observ. te Batavia. (Natuurkundig Tijdschr. v. Ned.-Indië. 90. Batavia 1930. 319—349. M. engl. Zusammenf.)

Die vulkanische Tätigkeit beschränkte sich im Berichtsjahr in Java auf die Vulkane Raoeng (unterirdische Geräusche am 24./25. 2. und Auftreten einer bis 2000 m hohen Rauchsäule bis in den Juli hinein), Tangkoeban Prahoe (Schlammeruption in einem der Krater), Slamati (leichter Aschenausbruch am 6. 6.) und Bromo (Tätigkeit vom 7. 7. bis 8. 8., mit Ascheneruptionen). Im übrigen ist die Tätigkeit des Krakatau zu nennen (vgl. hierzu Ref. ds. Jb. III. 1929. 576—578), wobei zu unterscheiden sind:

Siebente Eruptionsphase vom 12. 1. bis 18. 2. 1929. Vom 20./21. 1. 6817 Eruptionen bis 1100 m, vom 3.—4. 2. 11 791 Eruptionen bis 1200 m Höhe. Am 28. 1. zweites Wiederaufsteigen des Kraterrands (Insel Anak Krakatau) über den Seespiegel über eine Länge von 250 m und Höhe von 38 m und Wiederabtragung durch die Brandung vom 18. 2. bis 3. 7. 1929.

Achte Eruptionsphase vom 6. bis 13. 3. 1929. Eruptionen bis 450 m über See.

Neunte Eruptionsphase vom 8. 6. bis 28. 8. 1929. Schwache Eruptionen.

Zehnte Eruptionsphase vom 10. 9. bis 7. 10. 1929.

Elfte Eruptionsphase vom 7. 12. bis Ende des Jahres 1929. Tätigkeit 600 m südwestlich von der früheren Insel Anak Krakatau. 12. bis 14. 12. 1929 auch aufsteigendes Gas 800 m westlich Lang-Eiland.

Über 434 Erdbeben liefen 1062 Berichte ein, und zwar 590 über 108 Beben aus Java und 472 über 326 Beben aus den Außenbesitzungen. Mit Hilfe der seismologischen Angaben benachbarter Observatorien wurden 17 Epizentra bestimmt, mit Hilfe der Stationen in Batavia und Malabar außerdem noch 6 von Beben in der Nähe Javas. Nur 2 Beben wurden auf der ganzen Erde registriert. Das Jahr 1929 gehört zu den seismisch ruhigen Jahren.

Im einzelnen entfallen auf Sumatra 96, Java 108, die kleinen Soenda-Inseln 18, Borneo 1, Celebes 56, die Molukken 133 und Neu-Guinea 22 Beben. Während in den Molukken fast zweimal soviel Beben vorkamen als das zehnjährige Mittel, war im übrigen Teil des Archipels die seismische Unruhe schwächer als im Mittel oder entsprach diesem. Ein am 17. November aufgetretenes Weltbeben mit dem Herd östlich Mindanao wurde auch als Seebeben gefühlt. Das zweite Weltbeben, vom 4./5. 6., lag einige 100 km nördlich von Halmaheira.

Dem Bericht sind die üblichen Tabellen mit den Einzelheiten beigelegt.

F. Musper.

J. B. Grandjean: Korte mededeeling over de uitbarsting van den Merapi op 18. Dezember 1930. [Kurze Mitteilung über den Ausbruch des Merapi am 18. Dezember 1930.] — (De Mijning. 12. 1931. 4—6. M. 1 Fig.)

Erste Angaben über das Einsetzen der Tätigkeit des Vulkans Merapi (Mitteljava) Ende 1930/Anfang 1931 auf Grund eigener Beobachtungen des Verf.'s an Ort und Stelle am 17./18. 12. 1930.

Die sog. „Blongkeng-Gleitbahn“ auf der Westseite des Merapi-Kegels ist nach diesem Ausbruch kaum mehr zu rekonstruieren. Eine riesige, westwärts gerichtete Bresche ist in den alten Pfropfen geschlagen. Am Vormittag des 18. 12. bewegte sich eine Glutwolke mit großer Geschwindigkeit den Westabhang herunter.

Kurze Angaben über die Menge und Zusammensetzung der in Djokjakarta gefallenen Asche (vermutlich die eines hornblendehaltenden Pyroxenandesits).

F. Musper.

M. Neumann van Padang: Een en ander over de uitbarsting van den Merapi in 1930. [Das eine und andere über den Ausbruch des Merapi im Jahre 1930.] — (De Mijning. 12. Bandoeng 1931. 20—25. Mit 1 Karte u. 2 Photos).

Beim Merapi-Ausbruch von 1930 sind 3 Erscheinungen hervorzuheben:

1. die Bildung der Bresche auf der Westflanke des Berges,
2. der Trümmerstrom, der sich längs des Blongkeng-Tals vorwärts schob, und
3. die Glutwolke.

Die Tätigkeit läßt sich folgendermaßen skizzieren. Eine zähflüssige Lava, die einen Ausweg suchte, fand die alten Zugangswege verstopft und kam darum seitlich, und zwar im W der alten Pfropfen auf der Westflanke des Berges zum Vorschein. Das Aufsteigen der Lavamasse wurde u. a. durch die im Magma eingeschlossenen Gase verursacht. Deren Verteilung im Magma war jedoch sehr ungleich, so daß die stärkere Tätigkeit erst etwa einen Monat nach ihrem Beginn einsetzte. Nicht die Anwesenheit von Lavapfropfen oder die Tatsache, daß das Magma sich einen neuen Ausgang schaffen mußte, führte also zur größten Kräfteentfaltung, d. h. die Kraft der Eruption ist nicht so sehr abhängig von äußeren Ursachen, sondern die Kräfteverteilung im Magma selbst ist von primärer Bedeutung für die Größe der Eruption. Als am 18./19. Dezember ein Teil der Magmasäule mit einer größeren Gaskonzentration die Oberfläche erreichte, kam es dann auch zur Katastrophe. Das abstürzende Material verursachte eine Glutwolke, die sich infolge der Geländebeschaffenheit in einen trockenen, mit Gas gesättigten Trümmerstrom („Glutwolkenlahar“ oder „Ladoe“) und eine Gas-Sand-Aschenwolke („Glutwolke“ i. e. S.) teilte. Im ersten Falle war der zurückgelegte Weg 10—15 km, im zweiten 8—9 km vom Eruptionspunkt. Die Katastrophe hat demnach ihre Ursache in ein und derselben Erscheinung.

Verf. möchte folgende Laharformen unterscheiden:

1. Wasserlahar. Die Beweglichkeit ist dem großen Wassergehalt zuzuschreiben.
 - a) Eruptionslahar, warm oder kalt.
 - b) Regenlahar, warm oder kalt.
2. Glutwolkenlahar oder Ladoe. Dieser verdankt seine Beweglichkeit dem großen Gasgehalt.

F. Musper.

J. H. F. Umbgrove: Het ontstaan van het Diëngplateau. [Die Entstehung des Diëngplateaus.] — (Leidsche Geologische Mededeelingen. 3. Leiden 1929. 131—149. M. 7 Fig. im Text u. 9 Photos auf 5 Taf. M. engl. Zusammenf.)

JUNGHUHN und VERBEEK sahen in den das Diëngplateau fast ganz einschließenden Vulkanbergen G. Praoe, Nagasari, Bisma, Sidede, Srodja und Koenir einen großen Ringwall, im Plateau selbst den Kraterboden einer Caldera, in der als jüngere Eruptionspunkte der G. Sipandoe, G. Pangonan und Pakoewadja-Komplex liegen. Auf Grund der neu erschienenen topographischen Karten und eigener Geländebegehungen kommt Verf. zu einer völlig anderen Auffassung. Der vermeintliche Ringwall besteht nämlich aus zahlreichen selbständigen Eruptionspunkten, Stratovulkanen und Explosionskratern (Maaren im Sinne SAPPER's) sehr verschiedenen Alters, nichts weist auf Reste einer gewaltigen Caldera, und die Annahme, daß das Diëngplateau ein Kraterboden sei, muß abgelehnt werden.

Die ältesten Ausbruchszentren sind der G. Praoe (eine Vulkanruine) und G. Bisma mit dem G. Sidede (und einem weiteren, jüngeren Krater), etwas jünger ist der G. Srodja (ein Zwillingsvulkan mit einigen jüngeren Eruptionspunkten, worunter dem G. Petarangan und dem Maar Telaga Mendjer). Noch später entstanden der G. Sipandoe mit dem Maar Kawah Seliri und der G. Pangonan mit mehreren Maaren verschiedenen Alters, worunter dem Telaga Merdada, und schließlich der G. Pakoewadja (mit einem Doppelkrater, einer charakteristischen Andesitnadel, einem Solfatarenfeld und einem [?] Explosionskrater) und G. Kendil (mit einer großen Zahl gewaltiger Lavaströme und den Maaren Teroes, Warno und Pengilon). Weiter zu nennen sind der vom Pakoewadja deutlich geschiedene Eruptionspunkt G. Prambanan (? eine Staukuppe) und der G. Koenir (eine große Staukuppe). Das gleichmäßig hohe Diëngplateau i. e. S. ist im wesentlichen von den Vulkanen Praoe, Sipandoe, Pangonan und Kendil umrahmt und als ein mit deren Erosionsprodukten angefüllter Bergsee aufzufassen, der in der Kali Toelis seinen Abfluß fand und größtenteils trocken fiel. Der See T. Tjebong, um den der G. Srodja, Koenir, Pakoewadja und ein weiterer Eruptionspunkt liegen, ist ganz analoger Entstehung.

F. Musper.

M. Neumann van Padang: Het vulkaaneiland Paloeweh en de uitbarstingen van den Rokatinda in 1928. [Die Vulkaninsel Paloeweh und der Ausbruch des Rokatinda im Jahre 1928.] — (Dienst van den Mijnbouw in Ned.-Indië, Vulkanologische en Seismologische Mededeelingen Nr. 11, Bandoeng 1930. 1—92. M. 20 Textfig. 22 Photos. 3 Kartentaf. und englischer Zusammenfassung. Preis zus. mit ESENWEIN, P., Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Paloeweh, f. 4.—.)

Anlässlich des Ausbruchs des Rokatinda im Jahre 1928 wurde die dem N von Mittelflores vorgelagerte Insel Paloeweh vom vulkanologischen Dienst besucht und vom Verf. in über vierwöchentlicher Arbeit geologisch-vulkanologisch aufgenommen. Die vorliegende monographische Beschreibung gibt,

mit auf Grund eines reichlichen Illustrations- und Kartenmaterials, Karte 1 : 20 000, ein ausgezeichnetes Bild von der Insel.

Die etwa 40 qkm große Insel Paloeweh bildet den im Berge Ili 875 m über See aufragenden Gipfel eines 3000 m hohen Vulkankegels. Der Ili und das Rokatindakraterfeld sind im W und O von Bergrücken umgeben, von denen zahlreiche tiefe Täler radial ausstrahlen und die dem Kraterwall des ehemaligen, nur noch in spärlichen Resten erhaltenen „Hauptvulkans“ angehören. Letzterer besitzt einen Durchmesser von 900 m und stellt wie der Ili einen Stratovulkan dar. Sein Relief ist stark gestört durch eine SO—NW verlaufende Reihe jüngerer Adventivvulkane (Lavadam von Maoelinggo, Vulkane von Höhe 635, Waikoro, Djawalo, Toedoe), welche, zusammen mit dem Fumarolenfeld in der Bucht von Tomo, auf einem den Hauptvulkan schneidenden Spaltensystem liegen. Inwiefern diese Richtung eine regional-tektonische Bedeutung hat, ist unsicher, doch ist sie hauptsächlich in dem Paloeweh nächstgelegenen Teil von Flores deutlich vertreten. Weitere derartige, ältere Eruptionen sind das Fumarolenfeld Höhe 681, der Poa-Vulkan (Lavadam?), der Awa- und Tjere-Lavadam. Das Fumarolenfeld Poagaho ist erst während des Ausbruchs von 1928 entstanden und scheint an Spalten gebunden zu sein.

An mehreren Stellen vorkommende Korallen- und Muschelbänke lassen eine Hebung der Insel um 4—8 m erkennen (asymmetrisch, N höher als S). Die Frage, ob der Seeboden rund um die Insel in der Tat sinkt, wie ELBERT meint (1912), kann auch mit Hilfe der Ergebnisse der SNELLIUS-Expedition noch nicht entschieden werden.

Vulkanotektonische, nahe beim Eruptionszentrum gelegene Brüche haben den alten Hauptberg zerstört. Dabei entstand in seiner SSW-Flanke ein teilweise abflußloses Becken und im S eine lange tiefe Bresche. Diese Gebiete sind von steilen geradlinig verlaufenden Wänden begrenzt. An deren Fuß steigen Fumarolen auf aus Spalten, an denen treppenförmige Einsenkungen erfolgten. Durch Erosion bzw. Explosion können die Formen hier nicht erklärt werden. Die genannte Bresche kann auch nicht die Folge eines Lavadurchbruches aus einem Krater sein. So wenig wie am Semeroe 1885 kann hier ein glühendflüssiger Kratersee einen derartigen Druck auf die Kraterwand ausgeübt haben. Eine Seiteneruption kommt ebenfalls nicht in Betracht. Selbst vom Bandaisan 1888 ist es übrigens nach Verf. nicht bewiesen, daß der halbe Berg durch explosive Ereignisse verschwunden ist. In der genannten Bruchzone hat infolge zunehmender Viskosität des Magmas erneute vulkanische Tätigkeit eingesetzt, wobei Explosionstrichter und Lavadome geschaffen wurden.

Die in dem durch Brüche gestörten Gebiet südwestlich des Ili-Komplexes gelegenen Eruptionen bilden das Rokatindakraterfeld. Vor der Eruption von 1928 waren 5 Krater von mindestens 200 m Durchmesser und drei Lavadome vorhanden gewesen. Aus historischer Zeit ist jedoch kein Ausbruch bekannt geworden. Der Eruption gingen Erdbeben voran seit dem 25. Juli 1928. Mit Ausnahme eines einzigen waren diese nur lokaler Art. Die große Eruption setzte in der Nacht vom 4./5. August 1928 ein. Sie war von drei, durch plötz-

liche Erdrutsche verursachten, 5—10 m hohen Flutwellen begleitet, denen auf der Insel selbst und im gegenüberliegenden Teil von Flores 160 Menschen zum Opfer fielen. (Gesamtzahl 226.) Heftige Aschenfälle und Bimssteinregen zerstörten den SW-Teil der Insel. In der unmittelbaren Nähe war die Decke 4—8 m dick. Der herrschende Wind trug die feinere Asche bis nach Ostjava. Mit zunehmender Entfernung erwies sich die gefallene Asche als saurer. An Material wurde aus 4 Eruptionszentren gefördert:

Bimsstein und Asche	19 765 Mill. m ³	= 4,613 Mill. m ³	Magma,
Neuer Lavadom	"	= 8 000 "	" " " "

In Form von Bimsstein und Asche wurde in wenigen Stunden also 0,0046 km³ Magma ausgeblasen, während das Aufsteigen der 0,008 km³ des Lavadoms 3 Wochen beanspruchte. Nach der Skala SAPPER's war der Ausbruch dritter Größe.

In der ersten Phase der 1. Eruptionsperiode wurde der alte Kraterboden an zwei Stellen durchschlagen. Dabei ausgeschleuderte große Bomben und Blöcke des Oberflächengesteins schufen dabei noch 1 km von den Eruptionspunkten entfernt Einschlagtrichter bis 1 m Durchmesser. In der 2. Phase wurde Bimsstein ausgeworfen und in der dritten neben feiner Asche auch frische Bomben. In der 2. Eruptionsperiode brach das Magma aus einer dritten Stelle aus. Eine vierte Krateröffnung entstand erst am 9. September. Die Bildung dieser 4 Öffnungen wird eingehend beschrieben.

Der Eruptionsmechanismus — explosive Tätigkeit, gefolgt vom Aufsteigen eines Lavadoms — hat sich auf Paloeweh mehrfach wiederholt und ist bisher derselbe geblieben. Die Lavadome weisen auf große Zähigkeit des tätigen Magmas hin. Berechnungen lassen darauf schließen, daß das explosive Magma nicht sehr tief gelegen haben kann, vermutlich nicht viel tiefer als 400 m unter der Oberfläche des Rokatindafeldes. Da es unwahrscheinlich ist, daß eine flüssige Magmamasse von beträchtlichen Ausmaßen so hoch im Vulkankörper vorhanden war, wird für Paloeweh eine gangförmige Intrusion angenommen. Das empordringende Magma übte einen starken Druck auf den Vulkanmantel aus und riß dabei alte Spalten, vorwiegend im Rokatindakraterfeld, wieder auf, so daß die Gase hier an die Oberfläche gelangen konnten.

P. Musper.

Umbgrove, J. H. F.: Het vulkaaneiland Oena-Oena (Nordcelebes). (Die Vulkaninsel Oena-Oena, Nordcelebes.) (LEID'sche Geol. Mededeel. 3. 249—260. M. 3 Textfig. 6 Fig. auf 3 Taf. u. engl. Zusammenf.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1930. III. 630.

H. S. Palmer: A fossil lava tube. (Journ. of Geol. 37. 1929. 272 bis 274.)

Ein ausgewitterter elliptischer Lavapropfen von 13 Meter Länge und 1—1,5 Meter Durchmesser wurde in Honolulu gefunden. Er zeigt ringförmig angeordnete Blasen. Angaben über die Art des Gesteins fehlen.

Cissarz.

H. Arsandaux: Sur l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. (C. R. 190. 1930. 761.)

Verf. war drei Monate bis Mitte Februar 1930 auf Martinique und konnte diskontinuierliche Beobachtungen am Mont Pelée machen, welcher im August 1929 seine vulkanische Tätigkeit begann, und zwar durch Fumarolen auf den Süd- und Westflanken. Sie vermehrten sich rasch und entwickelten sich zu Schwefeldämpfen. Von Mitte September bis 12. November setzte eine 2. Phase ein, charakterisiert durch vulkanische Explosionen, die von Tag zu Tag heftiger wurden. Eine 3. Phase stellte sich am 17. November ein, nämlich brennende Wolken (nuées ardentes) und Auswurf von Lava, lokalisiert im Dom. Auf der Südflanke und auf der Höhe bildete sich ein runder Ausschnitt, der den Charakter eines offenen Kraters annahm. In der Achse des runden Ausschnitts zeigte sich ein Rest des zentralen Teiles des Domes. Der obere Teil hatte sich vollständig von der darunter gebliebenen Masse gelöst. Die brennenden Wolken waren mit denen vergleichbar, die A. LACROIX im Verlauf der Eruption von 1902 beobachtete und beschrieb. Es war nie ein reiner Explosionscharakter festzustellen; manchmal dauerte der Auswurf mehrere Viertelstunden.

Der Mittelpunkt des Auswurfs der Aschen war auf die obere Gegend des Doms beschränkt. Ende Dezember schien er nahe dem Ende der Südflanke zu sein, um aber gegen Ende desselben Monats und fernerhin zwischen den Nordgipfel des Domes und der zentralen Spitze verlegt zu werden. Es schien, als ob das Eruptivzentrum mit einer kraterförmigen Höhle von etwa 60 m Durchmesser zusammenfiel. In der Folge verstärkte sich Aussendung der Wolken durch zwei lawinenartige Ströme, die vom Zentrum auszugehen schienen und sich unten vereinigten. Der Hauptfaktor der Tätigkeit war SSW—SW. Die Laven vermehrten sich. Vulkanische Bomben konnte Verf. sich nicht bilden sehen. Die vulkanische Masse war schwammig oder bimssteinartig und wurde begleitet von glasartigen und kristallinen Produkten. Verf. sah, wie die Lava langsam in lebhaftem Rot bald aus einer, bald aus mehreren Mündungen herauskam. Sie zerriß und rollte rauchend über die oben abgerissenen Stücke die Böschung hinab, um den Schutthaufen zu vermehren.

M. Henglein.

H. Arsandaux: Sur l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. C. R. 191. Paris 1930. 623.)

Verf. beschreibt die weiteren Eruptionsphasen des Mont Pelée (s. vorheriges Referat). Seit 13. Februar 1930 nahmen die brennenden Wolken und andere Aschenauswürflinge mehr und mehr zu. Am 2. Juni zog eine Wolke während zweier Stunden durch das Bett des Rivière Blanche bis zum halben Wege gegen das Meer. Die Fumarolen nahmen ab und verschwanden im östlichen Teil. Die Lavenausbrüche wurden dagegen viel häufiger, wenigstens bis Ende August. Seit ihrem Auftreten wechseln sie mit den Wolken und Ascheneruptionen ab.

Im Verlauf der letzten drei Monate sind die empordringenden Magmen merkbar an einer Stelle im oberen Teil der Kuppe zusammengelaufen, welche demgemäß zentral gewachsen ist. Nachdem die Höhe des Gipfels erreicht

war, bildeten sich an zahlreichen Punkten runde Ausschnitte. Die unaufhörlichen Einstürze haben nicht nur Rivière Blanche, sondern auch noch die tiefen Furchen der Zentralkuppe mit Schutt ausgefüllt. So hat der Dom von 1902 keine beträchtlichen Veränderungen erfahren, abgesehen von dem Böschungsschutt, der sich vom Gipfel der alten Zentralkuppe bis zum Meer erstreckt.

M. Henglein.

Geochemie.

Vernadsky, W. J.: Geochemie in ausgewählten Kapiteln. (Autorisierte Übersetzung aus dem Russischen von E. KORDES. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., 1930. 370 S. Preis brosch. 23.—, geb. 25.—.) Vgl. Besprechung CBl. Min. etc. 1931. B. 382.

W. Vernadsky: Sur les eaux naturelles riches en radium. (C. R. 190. Paris 1930. 1172.)

Die Beobachtungen von G. PIGGOT zeigen, daß ein Teil des Radiums der granitischen Gesteine in Wasser löslich ist. Es muß demnach in gelöstem Zustand im Kapillarwasser der Gesteine enthalten sein. Die Menge des Radiums in den Oberflächenwässern geht nicht unter 10^{-13} ‰. In den Thermalquellen, deren Wasser manchmal juvenil ist, hat man im allgemeinen nicht größere Mengen Radium als $2,5 \times 10^{-11}$ ‰ festgestellt. Die Radiumsoltherme zu Heidelberg ist bis 1927 mit $1,79 \times 10^{-10}$ Radium die reichste gewesen. In diesem Jahr wurde im Erdölgebiet von Uchta in Nordostrußland eine noch viel Ra-reichere Quelle erbohrt. Sie enthält $7,4 \times 10^{-10}$ Radium und Thorium X.

Es werden noch einige andere Radiumgehalte russischer Wässer angegeben. Es existieren unterirdische Wässer, die viel reicher an Radium sind, als man vermutet hatte und die keineswegs aus großen Tiefen gekommen sind. Die Oberflächenwässer (vadose), welche die Erdöllagerstätten begleiten, zeigen Spezialeigenschaften. Sie enthalten organische Säuren und schwere Kohlenwasserstoffe, wie Butan. Verf. führt die letzteren nicht zurück auf marine Fossilien, die in den Schichten eingebettet werden, sondern bringt sie in Zusammenhang mit der Bildung des Erdöles. Es ist möglich, daß das Radium durch die Organismen geliefert wurde, welche es im Verlauf der metamorphen Prozesse zugunsten des Petroleums abgegeben haben. Weiter muß eine Grenze hinsichtlich der natürlichen Konzentration des Radiums in den Naturwässern bestehen.

Nach Angaben des Wiener Radiuminstituts muß 1 g Ra in wässriger Lösung in einem Jahr 5,2 g freien Sauerstoff liefern. Diese Menge darf nicht vernachlässigt werden bei den chemischen Reaktionen in der Erdrinde. Wir finden hier eine neue Quelle der Entstehung freien Sauerstoffs, eine Radiumquelle, die man bisher in der Geochemie und Mineralogie nicht in Betracht zog. Man hat nur den durch Lebewesen entstandenen Sauerstoff berücksichtigt. (W. VERNADSKY, Geochemie 1930, 41.) Auch mag eine neue Radiumgewinnungsstätte in Betracht kommen. [Auf den Heliumgehalt der Erdölquellen geht Verf. nicht ein. Ref.]

M. Henglein.

Klima und geologische Vorgänge.

Hettner, A.: Die Klimate der Erde. (Geogr. Schr., herausg. v. A. HETTNER, Leipzig-Berlin, B. G. TEUBNER, 1930. Heft 5. 115 S. 69 Fig.)

R. Spitaler: Die Achsenschwankungen der Erde und ihre Folgen. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 26. 1930. 94—97.)

Verf. hält es für möglich, daß Luftmassentransporte infolge Polbewegungen Bedeutung für die Klimaänderungen der Vorzeit haben können.

F. Errulat.

Sergius Ivanow: Die Klimate des Erdballs und die chemische Tätigkeit der Pflanzen. (Klimatische Veränderlichkeit der Pflanzen.) (Fortschr. d. Naturwissensch. Forsch. Herausg. v. Prof. Dr. EMIL ABDERHALDEN, Halle a. S. N. F. H. 5. 1929. 39 S.)

Während man bisher nur äußere Anpassung der Pflanzen an besondere Umweltbedingungen kannte, führt die mit einem Vorwort von ABDERHALDEN versehene Arbeit auf neue Zusammenhänge. Die chemische Tätigkeit der Pflanzen und die Form der von ihnen gebildeten Stoffe hängt von den klimatischen Faktoren ab. Als Beispiel kann man die Fettsäure nehmen, deren verschiedene Formen in bestimmten klimatischen Verhältnissen gebildet werden. Ein mildes Klima bedingt die Bildung von gesättigten Säuren und von ungesättigten Säuren mit einer Doppelbindung, ein strenges und kaltes Klima dagegen bedingt die Bildung von ungesättigten Säuren mit zwei und drei Doppelbindungen. Es ist zu vermuten, daß die Form der organischen Stoffe in den Pflanzen in früheren Zeiten eine andere war als heute. Auf Grund der zahlreichen Versuche ergibt sich, daß jede Gegend ihren eigenen Chemismus besitzt. Bei der Naturalisation der Pflanzen in einer neuen Gegend kann man beobachten, wie sich der Chemismus solcher Pflanzen dem Chemismus der Lokalsorten annähert. Jede Ortsveränderung verschiebt die chemische Tätigkeit der Pflanzen.

Abgesehen von den praktisch wichtigen Ergebnissen interessiert den Geologen in dieser Arbeit die Tatsache, daß die Zusammenhänge zwischen Klima und Pflanze viel weitergehendere und innigere sind, als man bisher vermutet hat.

Harrassowitz.

E. Blanck: Wüstenkrusten oder Wüstenstaubhaut? (Peterm. Mitt. 77. 1931. 7—9.)

Die „Staubhaut“ MORTENSEN's (Formenschatz der nordchilenischen Wüste, Göttinger Akademie, 1927, Ref. ds. Jb. 1928. II. 312—315), also die oberflächliche Verbackung des Wüstenstaubes, wird in zwei von MORTENSEN aus Nordchile mitgebrachten Proben untersucht:

1. Bodenprofil von Puelma: a) Staubhaut von 5 mm Dicke,
 - b) Mehlsand,
 - d) Weißes Salzmehl.

Die klastischen Gemengteile sind bei a Mineraltrümmerchen von meist weniger als 0,25 mm Durchmesser mit einigen größeren Porphybruchstücken

dazwischen, bei b von gleicher Beschaffenheit, nur mit etwas kleineren Porphyrstücken. Bei c sind es im wesentlichen nur Porphyrsteinchen, die den klastischen Anteil bilden, wie denn hier überhaupt kein äolisches Sediment vorliegt, sondern eine Ansammlung von Wüsten Salz, hauptsächlich wohl von wasserhaltigem Calciumsulfat.

Die Gesamtanalysen der a- und b-Schicht lassen erkennen, daß der Wüstenstaub das mechanisch-chemische Umwandlungsprodukt eines Massengesteins [? Porphyrit — Ref.] ist.

Der Salzgehalt der Proben wird aus den Analysen des Wasserauszuges und des HCl-Auszuges erschlossen. In allen drei Fällen handelt es sich hauptsächlich um eine Form des CaSO_4 [? Gips oder Halbhydrat — Ref.], daneben kommen nur ganz geringe Mengen von Mg-, K- und Na-Verbindungen vor. Der Vergleich der Auszugsanalysen zeigt den vertikalen Transport der Salze zur Oberfläche an, zwar neben der Tatsache, daß die Hauptmenge des Calciumsulfates noch in d vereinigt blieb. Mikroskopisch konnten die Salze der „Staubhaut“ nicht erkannt werden, obwohl ihre Analyse 453 % SO_3 ergab. Die Geringfügigkeit der verbackenden Salzmen gen hindert den Verf., schon von einer Krustenbildung zu sprechen.

2. Bodenprofil von Aldea: a) Staubhaut,
 b) Mehlsand,
 c) Porphyrrümmer.

Bauschanalysen ergeben wiederum die magmogene Herkunft der Lockerprodukte, in diesem Falle wohl ein SiO_2 -reicheres Ursprungsgestein als bei 1. Analytische Schlüsse auf den Salzgehalt besagen, daß nur $\frac{1}{7}$ der Sulfatmenge von 1. in der Staubhaut vorhanden sein kann, daß dagegen der an sich geringfügige Chloridgehalt hier vergleichsweise größer ist. Da auch hier die oberflächliche Anreicherung von Salzen zur Entstehung einer Staubhaut geführt hat, so ist „der Beweis erbracht, daß auch kleine Mengen von Salzen zu einer Festlegung von Wüstenstaubteilchen beitragen können“, wobei vielleicht ein ausflockender Einfluß von Ca-Ionen eine Rolle spielt.

[Bei dieser interessanten Beschreibung ist nur die Überschrift befremdlich, da irgend ein alternatives Verhältnis aus der Untersuchung zweier Fälle von offenbar minimaler vertikaler Salzwanderung nicht hergeleitet werden kann. Geschmacksache bleibt es, bei welchem Salzgehalte man anfangen will, von einer Verkrustung zu sprechen.

Wenn man mit MORTENSEN schon so geringfügigen oberflächlichen Salzverbackungen eine Schutzwirkung gegen Deflation zusprechen will, wieviel mehr muß dann eine starke Salzverkrustung schützend wirken, wie Ref. sie in mehreren Arbeiten untersuchte unter besonderer Berücksichtigung der Hauptkonzentrationszonen der Salz-Schutt-Wüste. Ein „unzweideutiger Gegensatz beider Autoren“ (MORTENSEN und WETZEL) hinsichtlich der konservativ wirkenden Oberflächenbildungen ergibt sich auf diese Weise nicht, auch dann nicht, wenn die in Aussicht gestellte Untersuchung weiterer Bodenprofile mit Staubhaut erfolgt sein wird, denen eine Mehrheit von Profilen gegenüberstehen würde, in denen die Rolle der Salzgehalte mineralogisch und geologisch vom Ref. untersucht wurde.

Besonderes geologisches Interesse beansprucht die im vorstehenden erneut beleuchtete Tatsache, daß in derselben Kernwüste nachbarlich die extremsten überhaupt bekannten Salzverkrustungen und die obigen minimalen Salzanreicherungen vorkommen, und daß im einen Bereiche das Steinsalz und seine Salzgefolgschaft die Hauptrolle spielen, im anderen Falle das Calciumsulfat in gleichem Sinne wirken kann. — Anm. des Ref.] **Wetzel.**

Kirk Bryan: Solution-faceted limestone pebbles. (Amer. Journ. of Science. 18. 1929. 193—208. 5 Fig.)

In ariden Gebieten mit Niederschlägen von 200—500 mm werden Kalkgerölle, die an der Oberfläche des Bodens liegen, in eigenartiger Weise angegriffen. Der über den Boden hinausragende Teil wird zu einer gleichmäßigen Fläche abgeätzt, während der im Boden liegende Teil keinerlei Angriffe aufweist. Hier werden vielmehr die oben gelösten Kalkmassen in Form einer sinterartigen Kruste zum Absatz gebracht. Es handelt sich um eine Erscheinung, die geradezu leitend für ein bestimmtes arides Klima ist. [Ref. hat ganz ähnliche Vorgänge in der Donez-Steppe beobachtet. In Kalklandschaften kann man übrigens bei uns Andeutungen von entsprechenden Erscheinungen manchmal beobachten, doch findet im allgemeinen Angriff von allen Seiten wohl statt. — Ref.]

Harrassowitz.

Wind und seine Wirkungen.

W. H. Barrett: The Grading of Dune Sand by Wind. (Geol. Mag. 67. 1930. 159—162. 1 Textfig.)

Die Arbeit stellt eine interessante Untersuchung dar über die Differenzierung von Sanden an Hängen nach Korngröße und spez. Gew., hervorgerufen durch die Schwerkraft und den ihr entgegengesetzt wirkenden auftreibenden Hangwind. Die verschiedenen Stellen des Hanges entnommenen Sandproben werden zweckentsprechend behandelt und das Ergebnis in Diagramm und Tabelle veranschaulicht.

O. Zedlitz.

E. Blackwelder: Specific Evidence of Deflation in Deserts. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 145. 1930. Abstract.)

Zum Beweise der großen Bedeutung der Deflation in Wüsten werden einige Tatsachen hierüber aus dem südöstlichen Kalifornien mitgeteilt. Alte Seeablagerungen haben einer Deflation bis zu 12 Fuß unterlegen und ausgedehnte Geröllpflaster sind der Rückstand ursprünglich viel mächtigerer Sedimente.

Curt Teichert.

Wilckens, O: Inlanddünen. (Sitz.-Ber. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande. 1927. 33—39.)

— Die deutschen Binnendünen. (Festschr. z. Vierhundertjahrfeier d. Alten Gymnasiums zu Bremen [1528—1928.] 462—476. Bremen 1928.)

Daniel Häberle: Über Flugsandbildungen in der Rheinpfalz. (Verh. d. Naturhis.-Med. Ver. zu Heidelberg. 17. Heft 2. 1930. 85—103.)

Verf. zählt eine große Zahl von Orten in der Rheinpfalz auf, an denen sich Flugsandbildungen nachweisen lassen. Sie sind fast alle durch Pflanzenwuchs verdeckt. Außer im linksrheinischen Gebiet der Oberrheinebene, wo die Dünen allerdings nie die Mächtigkeit derer östlich des Rheines erreichen — meist nur höchstens 1,50 m Höhe —, werden Dünenbildungen aus der westpfälzischen Moorniederung, von der Lauterer Senke und von der Hochfläche von Enkenbach beschrieben. Diese drei Gebiete liegen etwa in Richtung SW—NO und können als Teile einer großen Talung betrachtet werden, die zum Auswehungsbecken wurde. Entsprechend den vorherrschend nordwestlichen und westlichen Winden sind die Dünen SW—NO gestreckt, meist in Reihen angeordnet. Später entstand in einem Teil der Talung ein Moor, dessen Torfbildung vor etwa 9000 Jahren eingesetzt haben mag. Isolierte Rücken lassen die abschleifende und ausräumende Tätigkeit des Windes erkennen. Auf der Enkenbacher Hochfläche hält Verf. das Material der Dünen für ortsnahe. Durch starke mechanische Gesteinszerstörung entstand Sand, der in nächster Nähe in Gehängelageung angehäuft wurde. Danach müßten die Lößablagerungen auf der Hochfläche jünger sein, da einige Kieslager als Rückstände solcher Lößbildungen angesehen werden. Der Löß selbst stammt wohl aus dem Nordpfälzer Bergland.

Während in den angeführten Gebieten die Dünenbildung an diluviale Talzüge gebunden war, läßt sich dies im einzelnen im Pfälzerwald nicht deutlich verfolgen. Flugsandbildungen sind aber an vielen Stellen beobachtet, doch sind sie hier besonders stark überwachsen. Die Dünenbildung dürfte im Gebiet der Pfalz allgemein im ältesten Diluvium begonnen haben.

Hans Himmel.

J. L. Tilton: Two illustrations of wind action in West Virginia. (Proceed. West Virginia Acad. of Sci. 2. 1928. 6 S. 3 Textabb.)

An einigen Beispielen wird eine sehr schöne Wabenstruktur gezeigt, die der Wind gegenwärtig bis zu einer Höhe von ca. 20 m (65 Fuß) über dem Erdboden herausgearbeitet hat. Auch Kreuzschichtung im Sandstein ist sehr gut herauspräpariert worden. 3 Photographien geben ein gutes Bild davon. Die Lokalität liegt in der Nähe von Uffington, Westvirginia.

Curt Teichert.

I. D. Scott: Dunes of Lake Michigan. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 83. Abstract.)

Die Dünen am Michigansee haben meist typische Parabelform und haben eine alte Geschichte. Vordünen wurden bei zurückgehendem Wasser gebildet. Wachstum der Dünen hing stets mit vorrückendem Wasserspiegel des Sees zusammen.

Curt Teichert.

Wasser und seine Wirkungen.

1. Allgemeines; Untersuchungsmethoden.

G. Thiem: Die Bedeutung A. THIEM's für das Wasserversorgungswesen. (Gesundheitsingenieur. 38 Heft. 52. Jg. 1929. 661—664, 682—687.)

Vor einem halben Jahrhundert hat A. THIEM die Forschungen der älteren französischen Hydrologen für die Wasserversorgung der deutschen Städte nutzbar gemacht und weiter entwickelt.

Im Jahre 1874 hat A. THIEM den ersten Höhengschichtenplan des Grundwasserspiegels gezeichnet, und zwar aus der Gegend von Straßburg. G. THIEM gibt ihn in Abb. 3 wieder.

Ferner entwickelte A. THIEM Grundsätze für den Betrieb von Versuchsbrunnen und führte als praktisches Beispiel einen solchen in München vor. Hier zeigte er als erster die Bezugslinie zwischen Absenkung und Ergiebigkeit eines Brunnens. Sie entsprach fast genau einer Parabel.

A. THIEM ist besonders für die Rohrbrunnen mit geringerem Durchmesser eingetreten und G. THIEM hält daran fest.

Auch die Trockenhaltung einer Baugrube durch Brunnen hat A. THIEM als erster ausgeführt.

Koehne.

Karl Boos: Die Wünschelrute in ihrer Beziehung zur Wasserversorgung und zu verwandten Aufgaben. (Gesundheitsingenieur. 39. H. 53. Jg. 1930. 601—606.)

Verf. führt 6 Fälle an, in denen sich die Wünschelrute nach seiner Ansicht praktisch bewährt hat.

1. Brüxer Talsperre. Durch Spalten im Felsuntergrund verlor das Becken 132 l/sek. Einspritzen von Portlandzement hatte keinen Erfolg. Ein Rutengänger gab 10 Hauptstellen an, an denen man auf seinen Rat bohrte und flüssigen Portlandzement einpreßte. Darauf fielen die Verluste von 132 auf 38 l/sek.

2. Am Wallberg in Oberbayern sind Klüfte im Hauptdolomit in der Nähe der Oberfläche durch Lehm verstopft oder ganz überdeckt. Nach der Angabe eines Rutengängers wurde eine solche Spalte gefunden. Sie lieferte 2 l/sek.

3. Am südlichen Donauufer bei Offingen fand man nach Angaben eines Rutengängers unter 1,70 m Lehm und Letten große Gerölle und Kies mit Wasser, das den Bedarf einer Fabrik von 35 l/sek. reichlich deckte. Boos nimmt an, daß es sich hier um ein altes Bett der Mindel handele, das man ohne Wünschelrute nicht hätte finden können (?).

4. Auf einem alten Rheinbett bei Düsseldorf gaben Rutengänger die Fließrichtung des Grundwassers, die durch Bohrungen ermittelt war, richtig an.

5. Bei ziemlich feinkörnigem Untergrund der Umgebung Berlins gaben Rutengänger die Stellen richtig an, an denen scharfkantige und gröbere Sande vorkamen.

Zu 1—5. Ich möchte dazu bemerken, daß man sich bei scharf abgegrenzten Klüften mit schnell fließendem Wasser wie bei Fall 1 einen Einfluß auf die Wünschelrute wohl vorstellen könnte. Fall 3 und 5 müßte man aber erst sehr scharf unter die kritische Lupe nehmen, ehe man an einen echten Erfolg der Rute glauben kann.

6. Das Glanzstück der Wünschelrutenfreunde bildet die Stollentraße Mangfall—Seehamer See, deren Bau Boos geleitet hat. Man hatte hier beim Bau große Nachteile durch schmale, vielfach nur einige Meter starke Zonen mit feinem Sand und Kies, die Boos als Verwerfungen deutet. Hatte man Lehm durchfahren, so stieß man plötzlich auf stark gespanntes Wasser, das Sand und Kies mitriß und den Vortrieb oft wochenlang aufhielt. Warum man hier nicht das im Braunkohlenbergbau bekannte Verfahren, mit waagerechten Bohrungen vorzufühlen und das Wasser zu entspannen, angewendet hat, ist nicht recht ersichtlich. Neben diesem Wasser der sogenannten Verwerfungen oder „Spalten“, ein Wort, das bei diluvialen Ablagerungen nicht recht passend erscheint, nennt Boos noch „fließendes“ und „stagnierendes“ Grundwasser. Nachdem an der Grenze von älterer und jüngerer Moräne starke Wasser- und Schlammengen eingebrochen waren, entschloß man sich, einen Rutengänger zuzuziehen, und zwar den Geologen Dr. OSSWALD. Dieser hat zunächst sich über die bereits gesammelten Erfahrungen unterrichtet und dann über Tage über hundert Stellen verpflockt, unter denen beim weiteren Auffahren des Stollens Wasser angeschnitten werden könnte. Bei Vortrieb des Stollens zeigte sich, daß 95 % der Voraussagen stimmten. Vgl. die nächstfolgende Besprechung.

Koehne.

Kurt Oßwald: Rutenarbeiten an den Stollen der Mangfall-Überleitung (Oberbayern). („Zur Klärung der Wünschelrutenfrage“. Schriften des Verbandes zur Klärung der Wünschelrutenfrage E. V. H. 13. 1930. 3—16.)

OSSWALD schildert die im vorhergehenden Referat erwähnten Störungen wesentlich anders, und zwar offenbar richtiger als Boos. Es handelt sich um sehr junge Auflockerungszonen, die meist Wasser führen und sich an der Geländeoberfläche durch schmale, sumpfige Streifen und durch parallele, terrassenartige Absätze verraten. Sie haben auch bereits bei der Wasserversorgung der Gegend gute Dienste geleistet. OSSWALD hat die Erfassung dieser geologischen Verhältnisse mit großem Geschick zu recht brauchbaren Voraussagen über den im Stollen zu erwartenden Wasserzutritt verwertet. Es handelt sich hier also um einen Erfolg der Geologie und nicht der Wünschelrute, die er mit sich führte.

Bei seinen hydrologischen Darstellungen vermißt man einen Hinweis auf das Spiegelgefälle.

Die Bedeutung der durchlässigen Schotter und Sande der Würmeiszeit für die Wasserführung und somit für den Stollenbau hat OSSWALD richtig erkannt. Er nennt das Wasser darin „fließendes Grundwasser“ und unterscheidet es vom „stagnierenden“. Darunter versteht er das Wasser in kleineren Lagen, Linsen und Nestern von Sand an der Grenzfläche der diluvialen Schich-

ten gegen die unterlagernde dichte Molasse, ferner in der Nachbarschaft eines größeren Grundwasserstromes. Hier boten ihm an der Oberfläche Moore Anhaltspunkte zum Auffinden der sog. „Grundwasserseen“.

Verf. glaubt „fließendes“ und „stehendes“ Grundwasser dadurch unterscheiden zu können, daß das stehende nicht gespannt ist. Vielleicht hat er hier etwas Richtiges gemeint und sich nur unklar ausgedrückt.

OSSWALD hat für seine Voraussagen über Wassereinbrüche die feuchten Stellen an der Oberfläche gut ausgenutzt. So sagte er an einer ganz nassen Stelle, die 29 m über Stollenfirst lag, Gefahren voraus, die beim Auffahren des Stollens auch pünktlich eintraten. Dazu hatte er aber die Wünschelrute wohl nicht nötig.

Koehne.

Fischer: Geologie und Wünschelrute. („Pumpen-Brunnenbau, Bohrtechnik“. 26. Jg. Nr. 22. 1930.)

Verf. bringt eine Zusammenstellung von Mißerfolgen und Scheinerfolgen der Wünschelrute, die sehr beachtenswert ist. So hat CLOOS durch Kontrollbohrungen festgestellt, daß die Aussagen von Rutengängern bei Erzlagern nicht stimmten. Es waren nämlich an Stellen, an denen die Rute nicht ausgeschlagen hatte, Erze in derselben Beschaffenheit und Menge vorhanden, wie an solchen, wo sie ausgeschlagen hatte. Versagt also der Rutengänger schon bei Erzen, so ist es beim Wasser, wo an seine Findigkeit viel höhere Ansprüche gestellt werden, noch viel schlimmer.

Koehne.

Salzmann, F. u. S. W. Souci: Untersuchungen am Kissinger Bademoor über physiko-chemische und katalytische Eigenschaften (Aktivität). (Veröffentl. d. Zentralstelle f. Balneologie. Berlin 1930. N. F. 10. 50 S.)

C. Dauzère et J. Bouget: Influence de la constitution géologique du sol sur les points de chute de la grêle. (C. R. 190. Paris 1930. 1574.)

Es wird gezeigt, welchen Einfluß der geologische Aufbau des Bodens auf den auffallenden Hagel hat.

Denn es ist festgestellt, daß gewisse Gebiete oft von Hagel heimgesucht werden, während andere unberührt bleiben. Die Verf. beschreiben einen Sturm bei Bagnères mit bemerkenswertem Hagel vom 29. Juli 1929, bei welchem der Einfluß der Bodennatur sich mit großer Deutlichkeit bezeugte. Die Einzelheiten werden beschrieben. Die Phänomene zeigen sich oft an denselben Orten mit denselben Umständen. Am 4. April 1930 ist der Hagel in derselben Gegend wieder gekommen und dehnte sich nicht über die Grenzen des metamorphen Gebiets aus. Das Kalkgebiet des Unteren Lias des Dorfes Gerde blieb frei.

Aus den angeführten Beispielen ergibt sich, daß Kieselschiefer und metamorphe Gesteine eine unheilvolle Rolle spielen. Diese Gesteine sind sowohl hinsichtlich des Blitzes als auch des Hagels gefährlich. Dort, wo sie vorkommen, sind viele Gebäude und Bäume durch den Blitz getroffen. Im Gegensatz hierzu sollen die Kalksteine eine Schutzrolle spielen. Der Hagel hört

auf, wenn er an sie herankommt. Verf. weist aber darauf hin, daß nur in Abwesenheit oder bei Schwäche des horizontalen Windes das beschriebene Phänomen uneingeschränkt eintritt. Der Hagel fällt dann nur über denselben Orten, über denen er sich bildet. Ist der Wind heftig, so trägt er den Hagel weit von den Orten der Formationen und die genaue Lage derselben ist dann schwer zu ermitteln.

[Ref. möchte die Beobachtungen als Zufall bezeichnen und als Gegenstück den Hagel anführen, der in einem ausgesprochenen Kalkgebiet im mittleren westlichen Bayern (Gegend von Dinkelsbühl) im Juli 1929 die ganze Ernte vernichtete.]

M. Henglein.

2. Oberflächenwasser und Erosion.

- Surface water supply of the United States. (U. S. Geol. Surv., Water - Supply Paper.) Anschließend an dies. Jb. 1929. II. 204—205.
- Part I. North Atlantic Slope Drainage Basins. 1925 (601. Washington 1930. 269 S.). 1926 (621. Washington 1930. 274 S.).
- Part II. South Atlantic Slope and eastern Gulf of Mexiko Basins. 1925 (602. Washington 1929. 107 S.). 1926 (622. Washington 1930. 118 S.).
- Part III. Ohio River Basin. 1925 (603. Washington 1930. 343 S.). 1926 (623. Washington 1930. 133 S.).
- Part IV. St. Lawrence River Basin. 1925 (604. Washington 1930. 179 S.). 1926 (624. Washington 1930. 163 S.). 1927 (644. Washington 1930. 156 S.).
- Part V. Hudson Bay and Upper Mississippi River Basins. 1925 (605. Washington 1930. 179 S.). 1926 (625. Washington 1930. 170 S.).
- Part VI. Missouri River Basin. 1925 (606. Washington 1930. 252 S.). 1926 (626. Washington 1930. 228 S.). 1927 (646. Washington 1930. 216 S.).
- Part VII. Lower Mississippi River Basin. 1925 (607. Washington 1929. 113 S.). 1926 (627. Washington 1930. 98 S.). 1927 (647. Washington 1930. 98 S.).
- Part VIII. Western Gulf of Mexiko Basins. 1925 (608. Washington 1929. 268 S.). 1926 (628. Washington 1930. 207 S.). 1927 (648. Washington 1930. 117 S.).
- Part IX. Colorado River Basin. 1925 (609. Washington 1929. 145 S.). 1926 (629. Washington 1930. 138 S.). 1927 (649. Washington 1930. 99 S.).
- Part X. The Great Basin. 1925 (610. Washington 1929. 141 S.). 1926 (630. Washington 1930. 1927 (650. Washington 1930. 97 S.).
- Part XI. Pacific Slope Basins in California. 1925 (611. Washington 1929. 383 S.). 1926 (631. Washington 1930. 419 S.).
- Part XII. North Pacific Slope Drainage Basins. A. Pacific Basins in Washington and Upper Columbia River Basin. 1925 (612. Washington 1929. 160 S.). 1926 (632. Washington 1930. 154 S.).
- B. Snake River Basin. 1925 (613. Washington 1929. 271 S.).
- C. Pacific Slope Basins in Oregon and Lower Columbia River Basin. 1925 (614. Washington 1929. 198 S.). 1926 (634. Washington 1930. 236 S.).
- N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Referate 1931. II.

E. M. Kindle: A comparative study of different types of thermal stratification in lakes and their influence in the formation of marl. (Journ. of Geol. 37. 1929. 150—157.)

Das Ergebnis einer Untersuchung über die Wärmeschichtung in zwei der Great Lakes wird mit den entsprechenden in kleinen Seen des Ottawa-Tales verglichen. Die Zone warmen Wassers, die im Sommer die Oberfläche der meisten Seen bedeckt, enthält eine Fauna und Flora, die von der darunterliegenden Zone kalten Wassers verschieden ist. Diese oberste warme Zone, Epilimnion genannt, entsteht im Frühjahr und Sommer. Ihre Mächtigkeit ist im Spätsommer beträchtlich größer als im Frühsommer. Allgemein ist die Mächtigkeit dieser Zone und mit ihr die Art der entstehenden Seeablagerungen von verschiedenen Faktoren abhängig. In größeren und tieferen Seen hat die warme Oberflächzone das Mehrfache der Mächtigkeit dieser Zone in relativ kleinen und flachen Seen. Während die Bodentemperaturen in großen und in kleinen Seen nahezu dieselben sind, ist die Temperatur der Epilimnionzone in großen Seen um einige Grade tiefer, als in den kleineren bei gleicher Höhen- und Breitenlage. Mit steigender Höhenlage nimmt die warme Oberflächzone ab und verschwindet schließlich am Fuße eines Gletschers vollkommen.

In den Great Lakes bilden sich infolge der relativ niedrigen Temperatur der Epilimnionzone kaum Mergelablagerungen. Ebenso fehlen sie in den kleineren Seen Nordkanadas, die in über 5000 Fuß Meereshöhe liegen. Sie finden sich jedoch häufig in kleinen Seen der unmittelbaren Umgebung der Great Lakes, die oft nur durch eine Sandbank von diesen getrennt sind.

Auch die Breitenlage spielt wegen der von ihr abhängigen Sommer-temperatur eine Rolle bei der Mergelbildung. So konnte Verf. über 60° nördlicher Breite nirgends mehr Mergelablagerungen feststellen. **Cissarz.**

I. V. Eriksson: Den Kemiska Denudationen i Sverige. La dénudation chimique en Suède. (Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt. 5. No. 8. Stockholm 1929. 96 S. Mit Inhaltsübersicht [S. 4] und ausführlicher Zusammenfassung [S. 93—96] in französischer Sprache.)

Auf diese für die exogene Dynamik sehr wichtige, durch zahlreiche Tabellen und Figuren erläuterte Arbeit, in welche man, auch ohne Kenntnis der schwedischen Sprache, durch die eingehende Zusammenfassung, die Tabellen und Abbildungen gut eindringen kann, sei hier eindringlich aufmerksam gemacht.

An 69 Stationen wurde in dem Zeitraum 1909—1925 der Abfluß schwedischer Flüsse verfolgt. Die mit besonderer, beschriebener Apparatur entnommenen Proben wurden in bezug auf die gelösten Bestandteile untersucht. Es liegen der Zusammenfassung des Berichtes 3594 Analysen zugrunde, welche die Menge der anorganischen und organischen gelösten Bestandteile erfassen, und 11 313 Analysen, welche ein weiteres Eingehen auf die einzelnen gelösten Bestandteile zeigen. Die einzelnen Analysen werden nicht nur in Mittelwerten zusammengefaßt, sondern auch in ihrer geographischen und

geologischen Bedeutung gewertet. Die Bezugnahme auf den geologischen Aufbau der Abflußgebiete kann selbstverständlich nur allgemein zusammenfassender Natur sein. Auch in der Berichterstattung über diese ungemein wichtige Zusammenfassung können wir nur einige allgemeinere Ergebnisse hervorheben.

Die chemische Denudation (der Abtransportant in gelöster Form) beträgt für Schweden 70—90 % der gesamten Denudation, wobei allerdings nach der Entnahmemethode nur das gelöste und schwebend transportierte Material in Rechnung zu stellen ist.

Aus den gemessenen Abflußmengen und dem mittleren Gehalt an gelösten Bestandteilen werden für einzelne Gebiete Endziffern errechnet. Hauptsächlich kalkhaltige Gebiete weisen 60—70 Tonnen anorganische Bestandteile im Abfluß für ein Quadratkilometer im Jahr auf. Stark bewaldete Gebiete verringern den Abfluß an gelösten anorganischen Bestandteilen auf im Mittel 10, höchstens aber 20 Tonnen pro Quadratkilometer. In den stark gebirgigen (alpinen) Gebieten ist die Menge der gelösten Bestandteile wieder erhöht auf 15—20 Tonnen pro Quadratkilometer Abflußgebiet.

57 % der Landoberfläche Schwedens sind durch diese Zusammenfassung erfaßt. Verf. errechnet nun den jährlichen Gesamtabtrag durch die Flüsse Schwedens auf 6,14 Millionen Tonnen anorganischer Bestandteile, auf 3,93 Millionen Tonnen organischer Bestandteile, auf 1,57 Millionen Tonnen an CaO, 0,93 an Cl, 0,68 an SO₃ und 1,43 an CO₂ (verschieden gebundene zusammengefaßt).

Die hier gegebenen Ziffern können den Gesamteinhalt der wertvollen Arbeit nur andeuten.

Erich Kaiser.

F. W. Freise: Untersuchung von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 1—7.)

Prospektoren der alten Gold- und Diamantbezirke schließen aus dem Abnutzungszustande der „harten“ Minerale einer nur vom Ton befreiten, „halbrein“ gewaschenen Seifenprobe auf die Entfernung des anstehenden Gesteins, oft mit verblüffend guter Annäherung.

Verf. ermittelt nun für die wichtigsten Seifenminerale der Gold-, Diamant- und Monazitseifen durch Laboratoriumsversuche die relativen Widerstände beim Transport im Wasser, auch unter Berücksichtigung des Erhaltungszustandes der betreffenden Minerale. Die Transportwiderstandsfähigkeit wird hierbei auf die des dichten Roteisensteins bezogen.

Bemerkenswert ist die Feststellung, daß zwischen der in diesen Versuchen erforschten Abnutzbarkeit und der Härte kein Zusammenhang besteht. Die Versuchseinrichtung wendet sich in erster Linie an die Zähigkeit der Minerale; Beispiele: Chalcedon gegen Quarz.

Für die Bestimmung der relativen Widerstandsfähigkeit gegen Verfrachtung im Wasser eigneten sich in erster Linie dicksäulige, würfelige und derbrockige Minerale.

Soweit Monazitlagerstätten in Betracht kommen, ergaben die Versuche sehr gute Übereinstimmungen mit der Beobachtung im Gelände. **Chudoba.**

Serviço geol. e mineral. do Brasil, Bol. 51: Forças hydraulicas (im Jahre 1928 ausgeführte Arbeiten). — Rio de Janeiro 1930.

Das von einer Mappe mit Plänen und Berechnungen begleitete Heft, das die Ergebnisse eingehender technischer Studien über die hydraulischen Kräfte der zahlreichen Wasserfälle der Flüsse Itajahy (Sta. Catharina), Parapanema (S. Paulo), Grande, Machado, Pomba und Novo (Minas Geraes) sowie Contas (Bahia) enthält, bringt leider nur sehr spärliche geologische Daten. Einige klimatologische Angaben sind von Interesse.

K. Walther.

3. Grundwasser und Quellen.

F. Röhrer: Das Untergrundwasser, seine Bildungsweise und seine Erscheinungsformen. (Wochenschr. „Das Gas- u. Wasserfach“. 8. H. v. 23. 2. u. 9. H. v. 2. 3. 1929. 12 S. 16 Abb.)

Die Arbeit enthält allgemeine Ausführungen unter Wiedergabe zahlreicher Tabellen und graphischer Darstellungen. Gegenüber der Infiltrationstheorie wird die Kondensationstheorie kurz besprochen und auch kurz auf juveniles Wasser hingewiesen. Es wird dann das geologische Auftreten besprochen und bei den aufsteigenden Quellen die Ursache des Auftriebes verfolgt.

Harrassowitz.

A. Vendl: Zur Kenntnis sulfathaltiger Grundwässer. (Geologie und Bauwesen. 1. Wien 1929. Heft 4. 204—212. 3 Textabb.)

In der südöstlichen Umgebung von Budapest (Kelenföld) herrscht der oligocäne „Kleinzeller Ton“ vor, der sehr flach liegt und stellenweise durch alte Donauschotter, Wiesenton und Löß bedeckt ist. Die oberen Teile des Tons sind durch alte Verwitterung aufgelockert, krümelig, gelbgefärbt und bieten eine gewisse Wasserwegsamkeit. Dieses Grundwasser enthält nun Na_2SO_4 und MgSO_4 , deren Schwefelsäure aus der Oxydation des Pyrits im Ton stammt.

Die Konzentration dieser Salze im Grundwasser hängt hauptsächlich ab von der Geschwindigkeit des Grundwasserstromes und dem Maß der Verdunstung. Beide werden von ganz örtlichen geologischen Verhältnissen (Gefälle, Überdeckung) beeinflußt und so kommt es, daß im engsten Raume nebeneinander reines Süßwasser und stark konzentrierte Bitterwässer auftreten. Die Analysen der bekannten Budapester Mineralquellen (darunter das Hunyadi János-Bitterwasser) zeigen chemische Identität und unterscheiden sich nur durch die Konzentration.

Die Sulfatwässer sind dem Tiefbauingenieur sehr unangenehm, weil sie Betonbauten schwer schädigen können. Übersteigt der Gehalt an SO_4 0,180—0,200 g/l, so wird Portlandzement derart angegriffen, daß besondere Schutzmaßnahmen notwendig sind. Mit Rücksicht auf die oben beschriebenen sehr starken Schwankungen des Sulfatgehaltes (Süßwasser und Bitterwasser können fast nebeneinander auftreten) sind bei Tiefbauten sorgfältige Grundwasseruntersuchungen mit mehreren SO_4 -Bestimmungen nötig.

Kleslinger.

F. K. Hartmann: Über den waldbaulichen Wert des Grundwassers I. (Mitteilung aus Forstwirtschaft und Forstwissenschaft. Herausgegeben vom Preuß. Minist. f. Landwirtschaft, Domänen und Forsten. 1930. 385—437.)

Das vorliegende, wertvolle Heft bezieht sich auf Kiefernbestände, enthält aber viele grundsätzlich wichtigen Untersuchungen, die auch für den Wiesen- und Gartenbau manche Anregungen liefern können. Verf. behandelt zunächst die physikalische Seite der Grundwasserkunde, soweit sie für den Forstmann von Interesse ist, und dann die chemische Beschaffenheit. Hier betritt er Neuland, da man bisher chemische Analysen des Grundwassers durchweg im Hinblick auf die Trink- und Brauchwasserversorgung, aber nicht vom pflanzenphysiologischen Gesichtspunkt aus vorgenommen hatte. Er hat daher selbst zahlreiche Wasserproben entnommen, und zwar teils in frischen Einschlägen, teils in mit dem aufklappbaren Hohlbohrer Standard gebohrten Löchern.

Gebiete, in denen das Grundwasser für die Kiefernwurzeln erreichbar ist, fanden sich besonders in den norddeutschen Urstromtälern. Untersucht wurden 1. im pommerschen Urstromtal die Ückermünder Heide, 2. im Thorn-Eberswalder Urstromtal im Gebiete der Havel nördlich Oranienburg die Oberförsterei Sachsenhausen, 3. soll die Spreewaldniederung und 4. die Oberförsterei Ütze bei Celle im Aller-Weser-Urstromtal untersucht werden.

Die Untersuchungsgebiete weisen unter sich klimatische Unterschiede auf, auch zeigten die Jahre 1925—1929 sehr verschiedene Witterung.

In Niederungen führten die nassen Jahre 1926/27 zu derartigen Grundwasserspiegelanstiegen, daß Kiefern- und Buchenbestände abstarben.

Verf. stellte fest, daß Kiefernwurzeln bis 5 und 6 m Tiefe dem Kapillarsaum nachgehen; bisher hatte man 4 m als größte Tiefe genannt.

Ehe Schlüsse auf den Wert des Grundwassers gezogen werden, wurden die Bodenverhältnisse und die Bestandesgeschichte eingehend untersucht. Die Verhältnisse liegen zu verwickelt, um sich mit so einfachen Sätzen ausdrücken zu lassen wie z. B. bei Wiesenbeständen. Im Anschluß an Erlenbestände finden sich humusreiche Böden mit nur wenige Dezimeter tiefem Grundwasser. Die Kiefer, die ein ziemliches Maß von Humussäure verträgt, gedeiht hier recht gut und liefert vortreffliche Rammpfähle; sie ist hier grobringig. Bei den humusarmen Grundwasserböden steht das Grundwasser tiefer, ist aber noch erreichbar. Außer der Grundwasserspiegeltiefe beeinflußt der Feinerdegehalt die Produktivität dieser Böden wesentlich, auch kommt es darauf an, ob das Grundwasser kalkreich oder kalkarm ist, wenn auch die Kiefer nicht so hohen Kalkgehalt beansprucht wie Erlen und Eichen.

Liegt der Grundwasserspiegel etwas tiefer als 1,50 m, so ist das Höhenwachstum etwas geringer, das Dickenwachstum weniger schnell.

Die besten Höhenwuchsleistungen der Kiefer zeigt der stärker humose Sandtyp bei nicht zu tiefem Grundwasser, auch wenn es kalkarm ist.

Die geringsten Höhenwuchsleistungen der Kiefer finden sich übereinstimmend auf den humus-, kalk-, schluff- und kolloidarmen Mittel- und Feinsanden bei tiefem oder nicht erreichbarem Grundwasser.

Das Optimum der Grundwassertiefe scheint etwa bei 80 cm zu liegen.

In der Nähe eines sichtbaren Zu- oder Abflusses zeigten sich bessere Bestände als an anderen Stellen mit sonst gleichen Verhältnissen. **Koehne.**

BIJL: Het Grondwater in Rijnland. (Nieuwe Verhandelingen van het Bataafsch genootschap der proefondervindelijke wijsbegeerte te Rotterdam. Tweede Reeks: Tiende Deel, Tweede Stuk.)

Die batavische Genossenschaft für prüfbare Wissenschaften zu Rotterdam hatte eine Preisaufgabe gestellt über den Grundwasserstand und dessen beabsichtigte oder unbeabsichtigte Änderungen durch das Eingreifen des Menschen, ferner über die Mittel, ungewünschten Folgen des menschlichen Eingreifens vorzubeugen oder sie zu beseitigen. Verf. hat den Preis gewonnen.

Das erste Hauptstück enthält allgemeine Betrachtungen über den Grundwasserstand.

BIJL unterscheidet:

- a) Entwässerung überwiegend durch Verdunstung,
- b) Entwässerung überwiegend durch oberirdische Vorflut,
- c) Entwässerung durch Drainage.

Als Beispiel zu a) wird ein Grundstück aus dem Haarlemmerpolder angeführt, bei dem im Sommer der Grundwasserspiegel tiefer lag als der Grabenspiegel. Im Winter steigt hier der Grundwasserspiegel über den Grabenspiegel und das Wasser fließt nach dem tiefeingeschnittenen Graben ab.

Verf. vergleicht ferner die Grundwasserverhältnisse in einer dränierten und einer undrännierten Parzelle. Weitere Untersuchungen über Strangentfernung sind im Gange.

Wo der Grundwasserstand auch im Sommer höher bleibt als der Grabenwasserstand, führt Verf. dies auf unterirdischen Zudrang von Fremdwasser zurück.

Das zweite Hauptstück behandelt die geologischen Verhältnisse des holländischen Rheinlandes. Ein wichtiges Ereignis war am Schlusse des Alt-Holocäns der Durchbruch der See durch die Straße von Calais.

Größere Eingriffe des Menschen in die hydrologischen Verhältnisse begannen im 13. Jahrhundert mit dem Abbau der Torflager. Um diese Zeit begann auch eine stärkere Entwicklung des Wasserbaues. Seit 1452 wurden Schöpfwerke mit Windmühlen betrieben und damit das Wasser besser beherrscht.

Im dritten Hauptstück werden die Grundwasserstände behandelt, das Land wird dazu eingeteilt in 1. Dünengebiete, 2. Busenland, 3. Alt- und Weidepolder, 4. Polder mit Schöpfwerken.

Die Dünen haben große Bedeutung für die Wasserversorgung der Städte. Anfangs fürchtete man, die Grundwasserentziehung könnte dazu führen, daß die Dünen kahl würden und zu wandern anfangen. Das war aber nicht der Fall. Bemerkbar machte sich die Grundwasserentziehung dagegen in den Mulden zwischen den Dünen, die einen fruchtbaren feuchten oder auch einen sumpfigen Boden besessen hatten. Die Wasserleitung von Amsterdam ist schon 1852—1854 angelegt worden und mußte 1858—1866 ausgedehnt werden. In den ersten Jahren konnte das Werk z. T. vom vorhandenen Vorrat zehren, später konnte auf die Dauer nur soviel Wasser gewonnen werden, als der einsickernde Niederschlag lieferte. Durch den Rückgang des Grund-

wasserspiegels sah sich die Stadtgemeinde genötigt, Mittel aufzuwenden, um Ländereien künstlich zu bewässern. Etwa 300 Kontrollbrunnen dienen hier zur Verfolgung des Ganges der Grundwasserspiegel (vgl. DOCEN, Amsterdamm, de Watervorziening. 1917).

Der Einfluß der Grundwasserentziehung auf den Pflanzenwuchs wurde folgendermaßen geschildert:

a) Die natürliche Vegetation in den Dünentälern wurde eine andere. Das Maß der Änderung hängt ab 1. vom ursprünglichen Pflanzenbestand, 2. der Bodendecke, 3. den schattenspendenden Pflanzen.

b) Soweit die Geländeoberfläche mindestens 70 cm über dem ursprünglichen Grundwasserspiegel lag, bleibt der natürliche Pflanzenbestand unberührt. Die eigentlichen Dünen sind also unbeeinflusst.

c) Die günstigste Lage der Grundwasserspiegel im Ackerland ist bei Dünensand 0,50 m unter Flur. Bereits bei 0,80 m Grundwasserstand ist die Ackerkultur zu unsicher und gewöhnlich nicht mehr rentabel. Jede Senkung der Wasserspiegel schädigt dann den Ackerbau. Bei einer Senkung von 0,50 m wird er bereits unmöglich, so daß eine weitere Senkung nichts mehr ausmacht.

d) Bei Grünland auf Dünensand ist die günstigste Lage 0,30 m unter Flur; bei 0,50 m unter Flur ist das Land bereits für Grünland nicht mehr geeignet. Jede Senkung des Grundwasserspiegels ist schädlich, eine solche von 0,20 m macht sich bereits bemerkbar. Sinkt der Grundwasserstand unter 0,60 m (unter Flur), so hat weiteres Sinken keinen Einfluß mehr, weil das Gras schon verdorrt ist.

e) Kiefern (*Pinus silvestris*) von 40 bis 70 Jahren auf dem Dünensand erzielen bei 0,50 bis 1,0 m Grundwasserspiegel einen größeren Zuwachs als bei mindestens 3 m. Bei flachem Grundwasserstand hängt das Dickenwachstum vom Grundwasserstand ab, bei tieferem vom Regenfall.

Kiefern, die ursprünglich 1,5 m über dem Grundwasserspiegel standen, leiden bei dessen Absenkung, ohne abzusterben. Lag der Wasserspiegel ursprünglich 3 und mehr Meter unter Flur, so hat Absenken keinen Einfluß. Die Kultur wird durch Grundwassersenkung also benachteiligt, aber nicht unmöglich gemacht.

f) Eichen scheinen bei 3 m unter Flur noch vom Grundwasser Nutzen zu ziehen, erholen sich aber nach dem Sinken des Wasserspiegels schnell wieder.

g) Im allgemeinen leiden alte Bäume, die bei flachem Grundwasser gewachsen sind, am meisten beim Sinken des Spiegels.

h) Für den Pflanzenwuchs auf den ärmsten sonstigen Sandböden gilt dasselbe wie für denjenigen auf den Dünen. Auf besseren Sandböden sind die Pflanzen vom Grundwasser weniger abhängig. Auf schweren Böden ist Grasland ohne Grundwasser möglich.

Im Hauptstück IV behandelt BJL die Herkunft des Chlors; im V. die Mittel zum Vorbeugen und Verhindern unerwünschter Folgen künstlicher Eingriffe.

Die tiefe Lage des Winterwasserspiegels, die der Acker- und Gartenbau verlangt, hat zur Folge, daß die Grenze zwischen dem oberen Süßwasser und dem tieferen Salzwasser sich nach oben bewegt, und daß sich mehr Salz-

wasser dem offenen Wasser beimischt. Man muß daher mit der Absenkung des Grundwasserspiegels überall da, wo in der Tiefe Salzwasser vorkommt, sehr vorsichtig sein.

Koehne.

Sichardt und H. Weber: Hydrologische Rechnungen für die Grundwasserabsenkung beim Bau der Nordschleusen-Anlage in Bremerhaven. (Die Bautechnik. H. 29. — 4. 7. 1930. — 451—454. H. 30. — 11. 7. 1930. — 470—472.)

Unter einer gegen 20 m mächtigen Kleischicht lag eine teilweise kiesige Sandschicht, deren Mächtigkeit m an der Baustelle zwischen 0,3 und 10 m wechselt. Die Gründung der Schleusenhäupter war bis in die Sandschicht hinabzuführen, deren artesisches Wasser entspannt werden mußte, und zwar auch außerhalb der von Spundwänden umschlossenen Baugrube. Durch Probenenkungen mit Rohrspiegelbeobachtungen werden Rechnungsgrundlagen unter Verwendung der jeweiligen Reichweite der Absenkung gewonnen. Die Zahlen für die k -Werte (= Einheitsergiebigkeit ϵ bei G. THIEM) schwankten zwischen 0,00025 und 0,00066. Viel weniger schwankte das Produkt $k \cdot m$. Anscheinend wurde also bei wachsender Mächtigkeit m die Durchlässigkeit geringer. Es erwies sich daher als zweckmäßig, mit dem Produkt $k \cdot m$, das = 0,0019 war, zu rechnen.

Koehne.

J. Hug: Die Grundwasservorkommnisse und ihre rechtliche Bedeutung. (Schweizerische Wasser- und Elektrizitätswirtschaft. 22. Jg. Nr. 1. 1930. 1—6.)

In der Schweiz findet man zwischen ausgedehnten Gebieten mit geringer Grundwasserführung Schotterablagerungen, in denen sich gewaltige Grundwassermengen bewegen. Mit der Zunahme der Industrie entwickelt sich ein Wettstreit um die Nutzung dieses Wasserschatzes. Schwierigkeiten entstehen dabei u. a. dadurch, daß die horizontalen Wasserfassungen als sog. Quelfassungen anderen rechtlichen Bestimmungen unterliegen als die vertikalen Fassungen durch Brunnen. Der Kanton Zürich ist damit vorangegangen, daß er Grundwasserströme und Grundwasserbecken mit einem Ertrage von mehr als 5 lit/sek als öffentliche Gewässer erklärt hat, deren Nutzung von den Behörden geregelt wird.

Koehne.

J. Behr: Das Brunnenunglück von Bussin, Kreis Schlawe. (Pumpen- und Brunnenbau, Bohrtechnik. Jg. 1930. Nr. 17. Berlin.)

Im 80 m tief eingeschnittenen Tal der Grabow in einem Kesselbrunnen im Dorfe Bussin wurde am 4. 9. 1929 eine Bohrung angesetzt. Während des Bohrens rutschten die Rohre weg, und als die Bohrung bei 14 m Tiefe stand, brach hinter dem Rohre Wasser aus, das feinsten Sand und Ton in großer Menge mitführte. Im Rohr stieg das Wasser bald darauf etwa 5 m über Flur binnen 24 Stunden und sank dann auf 1 m über Flur. In 40 m Abstand vom Brunnen setzte man nun am 12. September 1929 eine Bohrung zur Entlastung an, die am zweiten Tage 20 m Tiefe erreichte, wobei ebenfalls die Rohre zeitweise wegrutschten. Nachdem man zwischen 22 und 26 m

mittelkörnigen wasserführenden Sand angetroffen hatte, wurde die Bohrung eingestellt. Der Wasserspiegel im Rohr stand 1 m unter Flur. Am Abend des zweiten Tages fing auch hier Wasser an, hinter dem Rohr auszutreten. Dann baute man ein 4 m langes Tressenfilter mit Kiesschüttung ein und zog die Mantelrohre. Da das Filter nicht arbeitete, entfernte man es und setzte wieder die Mantelrohre ein. Am 20. September brach in 12—13 m Abstand Wasser mit feinstem Sand und Ton aus und der Boden sank ein. In der weiteren Umgebung bildeten sich konzentrische Risse, so daß man das Wohnhaus abtragen mußte. Der Ausfluß betrug im ganzen 10 lit/sek.

Man umgab nun die einzelnen Austrittsstellen mit Dämmen, worauf der Ausfluß auf 5 lit/sek zurückging und klar blieb.

Das Bohrprofil lautet:

- 0,00— 0,40 m schwach humoser toniger Feinsand,
- 0,40— 1,40 m trockener, steiniger Kies,
- 1,40— 6,75 m wasserarmer, mittelkörniger Sand,
- 6,75— 6,80 m Geschiebelehm,
- 6,80—12,30 m Mergelsand (fein),
- 12,30—15,00 m Tonmergel mit Feinsandadern,
- 15,00—21,80 m Mergelsand (fein),
- 21,80—22,00 m Tonmergel,
- 22,00—26,00 m mittelkörniger Sand, gespanntes Wasser führend.

BEHR gibt eine kurze Erklärung der Ursachen des Unglücks, die dem Sinne nach mit meiner Auffassung ziemlich übereinstimmen dürfte.

Ich glaube, daß man beim Bohren im Mergelfeinsand mit der Schlammbüchse bis an die Unterkante des Rohres gekommen ist und so, da der nasse Mergelfeinsand leicht in das Rohr hineinrutscht, neben und unter der Unterkante des Rohres Hohlräume erzeugt hat, in denen die Rohre dann absackten. In diese Hohlräume sanken von oben infolge der Schwere Erdmassen ein, bis die trennenden Schichten so schwach geworden waren, daß das artesische Wasser sie herausdrücken konnte. Es mußte nun bei dem hohen Druck so große Geschwindigkeit annehmen, daß es feinen Sand und noch feinere Teile mit hochreißen konnte. Meines Erachtens kommt es beim Bohren in solchen Schichten darauf an, immer das Bohrrohr weit genug herabzudrücken, sodaß immer ein Pfropfen von Boden unten drinsteckt und der Boden also nur aus dem Rohre selbst, nicht aus der Nachbarschaft herausgeholt wird.

Koehne.

Schimrigk: Grundwassernachweis für die Wasserversorgung des Nordseebades Wyk a. Föhr: (Das Gas- und Wasserfach. 73. Jg. 1930. 50. Heft. 1192—1194.)

Scheffel: Bemerkungen dazu. (Ebenda. 1194—1195.)

Nach SCHIMRIGK liegt die grundwasserführende Schicht in Wyk zwischen zwei undurchlässigen Schichten. Demzufolge zeigen sich in Brunnen deutliche und nur wenig verzögerte Tideschwankungen. Die Brunnen geben ausgezeichnetes Wasser. Das Spiegelgefälle geht von WSW nach ONO. SCHIMRIGK

nimmt an, daß das Grundwasser nicht mit dem Wattenmeer, sondern dem weit entfernten offenen Meer in hydraulischer Verbindung steht; er hält den Schlick für völlig dicht.

SCHIEFFEL hält einen hydraulischen Zusammenhang zwischen dem Grundwasser und dem benachbarten Wattenmeerwasser für sehr wahrscheinlich. Er weist darauf hin, daß bei einem Brunnen bei übersteigerter Entnahme Salzwasser eingebrochen ist. Auch zeigten nicht alle Bohrungen eine wasser-dichte Schicht über der wasserführenden.

Koehne.

Gunnar Holmsen: Grundvandet i vore leravsætninger. (Das Grundwasser der norwegischen Lehm-Ablagerungen.) (Norges geologiske undersøkelse No. 135, S. 1—80 norwegisch, S. 80—90 english summary. Oslo 1930.)

Aus Bohrungen (Tab. S. 17—18) und natürlichen Aufschlüssen ergibt sich für die quartären, marinen Lehmablagerungen des norwegischen Tieflandes eine variable Mächtigkeit — bis 100 m (oder mehr). Weiters ergibt sich eine Wechsellagerung von Lehm und sandigem Lehm. Die sandigen Schichten ermöglichen Strömungen des Grundwassers. [Betreffs Einzelheiten über die Beobachtungen während Bohrungen muß auf die Abhandlung selbst hingewiesen werden (S. 18—34).]

An manchen Stellen liegen artesische Becken vor. Die künstlichen Springbrunnen zeigen, nachdem der Gleichgewichtszustand erreicht ist — gewöhnlich nach wenigen Tagen oder doch nach ein paar Wochen —, eine im großen konstante Wasserführung mit schwach abnehmender Tendenz (Tab. S. 36).

Das Grundwasser der Lehmablagerungen ist meistens ein gutes Trinkwasser; bisweilen ist aber die Konzentration der gelösten Stoffe — unter denen Eisenverbindungen und Kalk gewöhnlich überwiegen — zu groß. Einige der Eisenquellen sowie einige Kochsalzquellen haben ökonomische Bedeutung. Kochsalzquellen treten an vielen Stellen auf. Ihr Wasser wird als residuales Meerwasser, mehr oder weniger mit gewöhnlichem Grundwasser gemischt, angesehen. Der häufig auftretende Schwefelwasserstoffgehalt ist durch Reduktion von Sulfaten mittleres organischer Substanz entstanden.

Die Analysen 1, 2, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 sind in g pro Liter, die Analysen 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 17 in Gewichtspro mille angegeben. (Die Analysen sind in diesem Ref. tabellarisch zusammengestellt, um Platz zu sparen.)

1. Eisenquelle b. Hellene. — Schw. H_2S -Geruch. — Verdampfungsrückst. 120° 0,184. (SCHMELCK 1902.)

2. Eisenquelle von Modum Bad. — K_2CO_3 0,016 (HIORTDAHL 1872).

3. Schwefelwasser, Sandefjord. — $MgBr_2$ 0,0639, K_2SO_4 0,5282; $MnCO_3$ 0,0080; org. Anteile 0,2271; H_2S 0,0176; CO_2 0,6337; feste Anteile direkt bestimmt 21,8084 (A. und H. STRECKER 1853).

4. Lok. wie 3. — Carbonate etc. 1,10; feste Anteile 29,96 (Prof. BERLIN ca. 1860?).

5. Lokalität wie 4 und 3. — K_2SO_4 0,45982; $MgBr_2$ 0,04572; $Ca(H_2PO_4)_2$ 0,02347; $SrSO_4$ 0,00322; $BaSO_4$ 0,00065; NH_4Cl 0,10958; $MnCO_3$ 0,00104; org. Anteile 0,15490; H_2S 34,325 cm²; CO_2 496,375 cm² (BÖDTKER 1893).

6. Kochsalzquelle b. Sandefjord Bad. — KBr 0,0005; $LiCl$ Sp.; feste Anteile 4,4002 (HIORTDAHL 1885).
7. Ekeberg, Sem (Vestfold). — feste Anteile 100° 8,216 (WAAGE 1871).
8. Kochsalzquelle b. Talberg, Torsneskilen, Skjeberg. — Feste Anteile 100° 0,358 (WAAGE 1871).
9. Kochsalzquelle b. Stasengen, Vestfossen, Eker. — $MnCO_3$ 0,002 (SCHMELCK 1883).
10. Schwefelquelle b. Sörby, Vestfossen. — $MgSO_4$ 0,1174; $NaHS$ 0,0606; frische Probe 0,0368 g H_2S pr. Liter; Verdampfungsrückstand 180° 3,195 (SCHMELCK 1885).
11. St. Halvard-Quelle, Vestfossen. — $Mn(HCO_3)_2$ 0,0025; gasreich (SCHMELCK 1885).
12. Lokalität wie 11 (SCHMELCK 1914).
13. Fløystad, Saudefjord, Rogaland (DOXRUD 1885 oder früher?).
14. Gjygerputten, Sten Ringerike. — H_2S 0,204 (SCHMELCK 1914).
15. Kong Haakons-Quelle (Farris). — Na_2S 0,0010 (SCHMELCK 1909).
16. Lokalität wie 14. (SCHMELCK 1915.)
17. Ekeberg, Sem (Vestfold). — Verdampfungsrückstand 130° 7,67 g pro Liter; do. gegläht 7,30; das Wasser enthält keine nachweisbaren Mengen von Ammoniak, Kalium, Eisen, Schwefelwasserstoff, Phosphorsäure, Salpetersäure, salpetriger Säure und freier Kohlensäure (O. HALSE 1916). Radioaktivität nach ELLEN GLEDITSCH 13 Mache.
18. Salzwasser aus 22 m Tiefe, Gudrunsgt., Trondhjem. — Spuren von Eisenverb. und Sulfaten. Alkalinität 155 cm^2 n/10 HCl pro Liter (KIRKSAETHER ca. 1928).
19. Mördre, Nes, Romerike. — Feste Anteile (wasserfrei) 0,6284 g pro Liter. Alkalinität $85,5\text{ cm}^2$ n/10 HCl pro Liter (DE LEMOS 1923).
20. Salzquelle b. Gatedalsbaekken, Skjeberg. Probe genommen 6. Mai 1928 — Härte $16,9 + 152,8 \cdot 1,4 = 230,8^{\circ}$ (E. RÖER).
21. Salzquelle b. Stenshylla, Bynasset. Probe vom 3. Juni 1928 (E. RÖER).
22. Hönsen, Sörum. Probe vom 5. Mai 1928 (E. RÖER).
23. Skea, Sörum. Probe vom 5. Mai 1928 (E. RÖER).
24. Rathaus, Drammen. Probe vom 9. Juni 1928 (E. RÖER).
25. Christianssands bryggeri, Kristianssand. Probe vom 2. Oktober 1928 (E. RÖER).
26. Torsbaekdalen, Sarpsborg. Probe vom 23. Mai 1928 (E. RÖER).
27. Braa, Bynasset. Probe vom 23. September 1928 (E. RÖER).
28. Greakerdalen, Greaker. Probe vom 31. Oktober 1928 (E. RÖER).
29. Nötterøy, Smedsrud. Probe vom 30. April 1929 (E. RÖER).
30. Uranienborgveien, Oslo. — Feste Anteile bei 100° C getrocknet 0,797; feuerfeste do. 0,720, wovon SiO_2 0,004 und $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 0,021 (HEIDENREICH 1916).

1—17, sowie 19, 20 und 21: Wasser aus Quellen. — 22—29: Wasser aus (künstlichen) artesischen Brunnen. — 18: ebenfalls Wasser aus Bohrloch. — 30: „Grundwasser“ (näheres nicht angegeben).

Die Abhandlung gibt neben den Beobachtungen des Verf.'s die erste Übersicht über frühere Untersuchungen auf dem im Titel angegebenen Gebiete.

	1.	2.	3.	4.	5.
NaCl	—	—	16,8877	22,83	11,66550
MgCl ₂	—	—	2,2149	3,52	1,52854
CaCl ₂	—	—	—	—	—
KCl	—	—	—	—	—
CaSO ₄	—	—	0,8821	1,65	0,08424
Na ₂ SO ₄	—	—	—	0,80	—
CaCO ₃	—	0,016	0,5446	—	0,54991
Na ₂ CO ₃	—	—	—	—	—
MgCO ₃	—	0,013	0,6814	—	0,52311
FeCO ₃	—	0,042	0,0466	—	0,01092
Ca(HCO ₃) ₂	0,101	—	—	—	—
NaHCO ₃	—	—	—	—	—
Mg(HCO ₃) ₂	0,084	—	—	—	—
Fe(HCO ₃) ₂	0,051	—	—	—	—
CO ₂	0,020	0,073	0,6337	—	—
SiO ₂	—	0,016	0,0274	—	0,02715
Al ₂ O ₃	—	—	0,0068	—	—
Summe	—	—	21,8187	—	15,18777

	6.	7.	8.	9.	10.
NaCl	3,9066	5,795	0,191	1,720	2,0931
MgCl ₂	—	0,836	—	0,323	0,1147
CaCl ₂	0,1221	0,143	—	0,427	—
KCl	0,0632	—	—	0,041	0,0497
CaSO ₄	0,0248	0,068	—	0,354	0,0607
Na ₂ SO ₄	—	—	0,042	—	—
CaCO ₃	0,0832	—	0,039	—	—
Na ₂ CO ₃	—	—	0,024	—	—
MgCO ₃	0,1806	0,280	0,027	—	—
FeCO ₃	0,0016	—	—	0,001	—
Ca(HCO ₃) ₂	—	—	—	—	—
NaHCO ₃	—	—	—	0,312	1,0653
Mg(HCO ₃) ₂	—	—	—	—	—
Fe(HCO ₃) ₂	—	—	—	—	0,0028
CO ₂	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,0167	0,012 ¹	0,015 ¹	0,014	0,0148
Al ₂ O ₃	0,0009	—	—	0,001 ²	—
Summe	—	7,134	0,338	3,194	3,5111

¹ SiO₂ + Fe₂O₃. ² Al₂O₃ + P₂O₅.

	11.	12.	13.	14.	15.
NaCl	3,4917	3,196	3,04	0,345	1,3590
MgCl ₂	0,4811	0,501	0,29	0,080	—
CaCl ₂	0,1882	0,164	—	—	—
KCl	0,0700	—	1,12	—	0,0854
CaSO ₄	0,4739	0,435	—	0,036	0,0254
Na ₂ SO ₄	—	—	0,43	—	—
CaCO ₃	—	—	0,41	—	—
Na ₂ CO ₃	—	—	—	—	—
MgCO ₃	—	—	0,25	—	—
FeCO ₃	—	—	—	—	—
Ca(HCO ₃) ₂	—	—	—	—	0,0754
NaHCO ₃	0,3900	0,409	—	0,765	0,0680
Mg(HCO ₃) ₂	—	—	—	—	0,2242
Fe(HCO ₃) ₂	0,0041	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,0112	Sp.	0,11 ²	Sp.	0,1175
Al ₂ O ₃	0,0007 ¹	—	—	—	—
Summe	5,1134	4,705	5,95	—	1,9549

	16	17	18	19
NaCl	1,3598	5,78	2,920	0,0324
MgCl ₂	—	0,93	—	—
CaCl ₂	—	0,09	—	—
KCl	0,0864	—	—	—
CaSO ₄	0,0250	0,06	—	—
Na ₂ SO ₄	—	—	—	0,1332
CaCO ₃	—	—	—	0,1054
Na ₂ CO ₃	—	—	—	0,2518
MgCO ₃	—	—	—	0,0715
FeCO ₃	—	—	—	—
Ca(HCO ₃) ₂	0,0735	0,75	0,174	—
NaHCO ₃	0,0700	—	0,578	—
Mg(HCO ₃) ₂	0,2505	—	0,475	—
Fe(HCO ₃) ₂	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—
SiO ₂	0,0352	0,01	0,015 ³	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—
Summe	1,9004	7,64	4,162	—

¹ Al₂O₃ + P₂O₅.² SiO₂ + Al₂O₃ + P₂O₅.³ H₂SiO₃.

	20	21	22	23	24
Ca	0,1208	0,0286	0,0260	0,2752	0,0468
Mg	0,9215	0,0414	0,0251	0,1690	0,0089
SO ₄	0,0087	0,2636	0,0786	0,5218	0,0502
Cl	15,61	0,7252	0,1318	2,6940	0,0204
HCO ₃	1,6043	—	—	—	—
K	—	—	0,0141	0,1070	—
Na	—	—	0,1995	1,4440	—
Fe	—	—	—	—	—
Wasserfreie Salze .	26,67	2,0188	0,6920	5,56	0,2452
Alkalinität ¹	263	81,5	71	65	29,5
do. nach Eindampfen und Filtrieren .	—	52,5	—	—	4,0

	25	26	27	28	29	30
Ca	0,0174	0,0438	0,2830	0,0097	—	0,011
Mg	0,0046	0,0648	0,7681	0,0124	—	0,007
SO ₄	0,0152	0,0151	2,1400	0,0066	—	0,186
Cl	0,0230	2,280	11,7200	0,3546	0,0656	0,073
HCO ₃	—	—	—	—	—	—
K	—	0,0926	0,1763	—	—	0,010
Na	—	1,2620	6,8848	—	—	0,251
Fe	0,0001	—	0,00008	0,0001	0,00005	—
Wasserfreie Salze	0,1484	3,840	22,18	0,9249	0,2720	—
Alkalinität ¹	12,5	88,0	58	59,0	—	—
do. nach Ein- dampfen und Filtrieren	4,0	16,5	15,5	45,5	—	—

Olav Anton Broch.

4. Auflösung und Absatz.

J. Babicka: Beitrag zur Kenntnis der Travertinbildungen in Böhmen. (Sborník přírodovědecký II. tř. Čes. Akad. VI. 1929. Praha. Sep. 1—5. 3 Taf. Čechisch, französische Zusammenfassung.)

Verf. hat die Bildung der Travertine im Tale bei Karlík und bei Malá Chuchle (südwestlich von Prag) verfolgt und zu diesem Zweck in den Jahren 1927—28 die Variationen in der Zusammensetzung und Temperatur beider Quellen und ihrer weiteren Ströme studiert. Quantitativ wurden die Mengen der freien und gebundenen Kohlensäure sowie des Calciums bestimmt, andere Bestandteile wie Fe, Al, Mg, Mn, PO₄'''', SO₄''', Cl' und SiO₂ nur qualitativ. Die Resultate für einzelne Monate des Jahres sind graphisch dargestellt

¹ cm³ n/10 HCl pro Liter.

und ihr Verlauf kurz charakterisiert. Es wird auch das Bild der Vegetation gegeben, welche an der Sedimentierung der Travertine in verschiedenen Jahreszeiten und in verschiedenen Partien des Wasserlaufes teilnimmt und in einer Tabelle die Resultate der Analysen einzelner inkrustierten Pflanzenorganismen von Karlik mitgeteilt.

Die Analysen lauten:

	CaCO ₃	MgCO ₃	in HCl unlöslich	H ₂ O hygroskop.	Rest (Fe, Al, Mn, PO ₄ '''', SO ₄ '''', Cl')
	%	%	%	%	%
Cyanophyceae	93,15	1,09	2,15	0,095	3,515
<i>Pellia calycina</i> NESS.	93,025	3,67	0,56	0,50	2,245
<i>Hypnum</i> com. HEDW.					
grün	96,90	1,22	1,22	0,24	0,42
dto., halbkrustiert	93,25	1,28	5,02	0,20	0,25
dto., fossilisiert	92,775	3,72	2,80	0,55	0,155
<i>Vaucheria</i> DE BAR. grün	99,99	—	0,02	0,02	—
dto., fossilisiert	97,00	0,59	2,5	0,49	—
<i>Bryum pseudotriquetrum</i>	91,27	3,47	0,25	0,56	4,45
Sediment auf den Rot- buchenblättern	85,53	2,67	8,31	0,79	2,79
Nicht inkrustierte Moose u. Ton vom Quellorte	66,20	0,37	31,77	0,92	0,74
Fossiler Travertin aus größerer Tiefe aus- gegraben	83,39	8,73	4	0,49	3,39

[Der Genauigkeitsgrad der Bestimmungen ist unwahrscheinlich. Anm. d. Ref.] Bezüglich aller Einzelheiten muß auf das Original hingewiesen werden.

Fr. Ulrich.

5. Tiefenwasser

(einschl. Mineral-, Thermalquellen, ohne scharfe Abgrenzung).

Karl Hummel: Beziehungen der Mineralquellen Deutschlands zum jungen Vulkanismus. (Zs. f. prakt. Geol. 38. 1930. 20—24. 5 Abb.)

Eine kartenmäßige Darstellung der Kohlensäureergiebigkeit und der Kohlensäurekonzentration der Mineralquellen Deutschlands zeigt, daß in einem O—W streichenden und in einem N—S streichenden Geländestreifen die freie Kohlensäure in besonders großen Mengen vorhanden ist; diese beiden „Kohlensäuregürtel“ Deutschlands stehen in einer räumlichen Beziehung zur Verbreitung jungvulkanischer Gesteine. Die freie Kohlensäure der deutschen Mineralquellen ist also in der Regel vulkanischen Ursprungs; es ist jedoch zu vermuten, daß sie meistens nicht mehr unmittelbar dem Magma entströmt, sondern aus sekundären Lagerstätten in porösen Gesteinen stammt. Die Häufung der Mineralquellen im Mittelrheingebiet erklärt sich daraus, daß in diesem jüngsten Vulkangebiet Deutschlands besonders große Mengen vulkanischer Kohlensäure dem Boden entströmen. Die Ursache der Quellbildung ist in der Regel die juvenile Kohlensäure; der Quelltypus wird jedoch

durch andere Faktoren bestimmt. Mischt sich die Kohlensäure erst in oberen Teufen mit Wasser, so entstehen kalte, einfache oder erdige Sauerlinge. Mischt sich die Kohlensäure schon in größerer Tiefe mit warmem Wasser, so entstehen durch Zersetzung von Feldspäten usw. alkalische Quellen; diese bilden im Rheinischen Schiefergebirge einen Kranz um das jüngste Vulkangebiet des Laacher Sees; nahe dem vulkanischen Zentrum liegen überwiegend alkalische Thermen, in größerer Entfernung kalte alkalische Quellen. Die alkalischen Thermen Deutschlands sind also auf unmittelbaren vulkanischen Einfluß zurückzuführen; die übrigen deutschen Thermen sind entweder in größerer Tiefe erhohrt oder sie liegen nahe bei tektonischen Störungslinien. Sie verdanken ihre Wärme der normalen geothermischen Tiefenstufe. Im Gegensatz zum Gehalt an freier Kohlensäure läßt der Eisengehalt der deutschen Mineralquellen keine klaren Beziehungen zum Vulkanismus erkennen. [Während sich aus den Abb. 1 u. 2 kaum mehr ergibt, als aus einer Karte der Sauerlinge Deutschlands überhaupt, ist die Zurückführung alkalischer Thermen auf den jungen Vulkanismus eine neue Anschauung, die freilich die Gesteinszusammenhänge etwas vernachlässigt. An größerem ausländischen Material verdiente dies nachgeprüft zu werden. Ref.] **Harassowitz.**

A. Courtois et Gazala: Teneur en arsenic de l'eau du puits de Choussy, à la Bourboule, et fixation de cet arsenic dans l'organisme. (C. R. 190. Paris 1930. 1133.)

Das Wasser des Choussy-Brunnens von Bourboule enthält Arsen, Chlor-natrium und Natriumbicarbonat. Es wurde auf den Arsenikgehalt in den Jahren 1928 und 1929 geprüft und gefunden, daß nur geringe Unterschiede herrschen, indem im Liter Wasser sich 5,8—6,5 mg Arsen feststellen ließen. Um den Einfluß auf Organismen zu studieren, haben die Verf. Kaulquappen in das Wasser gebracht und festgestellt, daß sich dieselben leicht akklimatisieren. Nach 8—10 Tagen, wobei täglich eine Erneuerung des Wassers erfolgte, wurden die Kaulquappen aus dem Wasser genommen und in 95 %igem Alkohol aufbewahrt. Ebenso wurden Kaulquappen behandelt, die nicht im arsenhaltigen Wasser gelebt hatten. Während die letzteren durchschnittlich 1,88 g wogen, hatten die im Arsenwasser gewesenen 3,25 g erreicht. Die Versuche wurden in Paris fortgesetzt mit natürlichem Wasser von Choussy, das in einer Flasche transportiert worden war. Das Gewicht ergab hier 2,73 g, während in künstlichem Choussywasser nur 2,325 g erreicht wurden. **M. Henglein.**

W. Kopaczewski: Physico-chimie des eaux minérales. (Paris 1929. 62 S. 30 tabl. 2 fig. 4 planches.)

Auf die Arbeit sei nur in Kürze hingewiesen, um zu zeigen, daß man bei der Beurteilung von Mineralwässern über die übliche chemische Analyse weit hinauszugehen beginnt. Eine Fülle von physikalischen Eigenschaften werden besprochen und in zahlreichen Tabellen dargestellt. **Harrassowitz.**

C. Gäbert: Die Saalfelder Heilquellen. Geologisch-chemische Betrachtungen, Vergleich mit Levico-Vetriolo. (Beitr. z. Geol. v. Thüringen. 2. 1929. 145—160. 1 geol. Prof. 1 Taf.)

Die durch ihre farbigen Phosphor-Eisen-Sinter bekannten Höhlen sind

die Stollen und Weitungsbaue eines alten Alaunschieferbergwerkes. Der alte Bergbau ging in den pyritführenden Alaunschiefern vor sich, die bei Saalfeld am Hang der Gartenkuppe auftreten. Die Analysen und der Verwitterungsprozeß werden ausführlich erörtert. Von besonderer Bedeutung ist der Gehalt des Wassers an Arsen, Eisen und Phosphorsäure, die durchaus aus dem silurischen Ursprungsgestein abzuleiten sind. Auch Molybdän ist bekannt geworden. Radiumemanation ist in den einzelnen Quellgruppen von 5—126 Macheinheiten enthalten. Die Ocker, die als Phosphor-Arsen-Eisen-Ocker mit starkem Gehalt an Aluminium auftreten, sowie die Luft sind ebenfalls radioaktiv. Edelgase sind in geringen Mengen festgestellt. Die Quellen ähneln außerordentlich den bekannten von Levico, südöstlich Trient, wo ebenfalls in Alaunschiefer durch absteigende Wasser eine entsprechende Zersetzung stattfindet. Es ist von großer Bedeutung, daß nun Deutschland über einen so ausgezeichneten Heilfaktor verfügt, wie er in Gestalt der Saalfelder Arsen-Phosphor-Eisen-Sulfat-Quellen vorhanden ist. **Harrassowitz.**

J. Gränzer: Der Sauerbrunnen „Weberquelle“ in Maffersdorf bei Reichenberg in geschichtlicher und geologischer Hinsicht. (Firgenwald. 2. 69—77. Mit 1 Textfig.)

Den Untergrund der Mineralquelle und seiner Umgebung bildet ein Granitit und ein etwa 2 m mächtiger Gang eines Melaphyrs. Das Mineralwasser steigt in einer Kluft zwischen Granitit und Melaphyr auf, und zwar im Bereiche einer Quarz-Melaphyr-Breccie. Verf. gibt eine genaue mikroskopische Beschreibung der Gesteine. Der Eisengehalt der ursprünglich vorhandenen Eisenerze, sowie der sekundären Chlorite im Melaphyr ist durch das Mineralwasser ausgelaugt und verschwunden, wodurch auch verschiedene gefärbte Zonen des Melaphyrs zustande kommen. **Chudoba.**

J. Cadisch: Zur Geologie alpiner Thermal- und Sauerquellen (Jahresber. Naturf.-Ges. Graubünden. N. F. 66. [1927/28.] 46 S. 6 Fig.)

Unter den alpinen Bodenschätzen stehen die Mineral- und Thermalwässer an erster Stelle. Die vorliegende Schrift behandelt die geologische Bedingtheit der Thermen und Sauerquellen der gesamten Alpen, legt aber besonderen Wert auf die schweizerischen Vorkommen, namentlich in bezug auf die Sauerquellen. Das Buch enthält sehr viele interessante Einzelheiten, betont aber auch die regionalen Zusammenhänge, und ist in der knappen Art der Darstellung eine sehr willkommene Einführung in dieses von der Geologie, wie Verf. betont, zu Unrecht etwas stiefmütterlich behandelte Gebiet, auf dem allerdings die verschiedensten Wissenschaften zusammenzuwirken berufen sind. **Otto Wilkens.**

I. P. Kawtaradze: Die Mineralquellen Südossetiens im Bereiche des Flußsystems der Großen Liachwa. (Transkaukasische Sammlung der Abhandlungen für Landkenntnis. Transkaukasische kommunistische Universität. Abteilung für Naturwissenschaften. Abt. I. Tiflis 1930. 227—247. Russisch. Mit Resumé in deutscher Sprache. 246—247.)

Im Jahre 1929 hat Verf. die Schluchten und Täler der Großen Liachwa
N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Referate 1931. II. 24

zwecks systematischer Erforschung der Orte bereist, wo daselbst Mineralquellen entspringen. Wasserproben für chemische Analysen wurden genommen. 40 Mineralquellen wurden besucht; 20 Analysen der Mineralwässer wurden von dem Analytiker R. D. Kupziss angefertigt. Die Wässer gehören meist zur Gruppe der alkahschen Kalkquellen, sowie zu den Säuerlingen.

Verf. kommt zu folgenden Grundschlüssen:

1. Alle untersuchten Quellen haben balneologische Bedeutung.
2. Die Gegenden, die die Quellen umgeben, können Höhenkurorte sein.
3. Fast alle Quellen sind durch Grundwasser und Wasser naher Bäche verdünnt und würden, nach vorgenommenen Fassungen, Wässer höherer Konzentration liefern.
4. Einzelne Gerinne der gruppenweise entspringenden Quellen können in der Tiefe zu einem gemeinsamen Abflusse künstlich vereinigt werden.

Peter Tschirwinsky.

A. N. Ogulvie: *Compte rendu préliminaire des travaux hydrogéologiques pour l'étude des eaux radioactives de Piatigorsk.* (Comité Géologique. Matériaux pour la géologie générale et appliquée. Livraison 96. Leningrad 1929. 1—38. Mit 2 Karten und 1 Tafel. Russisch mit Zusammenfassung in französischer Sprache.)

Die sogenannten Teploserny-Quellen in Piatigorsk haben sich schon lange als relativ stark radioaktiv erwiesen. Jetzt aber haben viele Bohrungen und systematische Messungen der Aktivität dieser Wässer gezeigt, daß diese bis auf 800—1000 Mache Einheiten auf 1 Liter steigt. So hohe Aktivität der Wässer haben ihre weite balneologische Anwendung bedingt, die mit den gewöhnlichen heißen Schwefelquellwässer von Piatigorsk kombiniert sein kann. Die Abhandlung enthält viele Zahlenwerte, Wasseranalysen, Karte der Verbreitung der Wässer verschiedener Aktivität (10—100, 100—150 und 500—993), Plan und geologisches Profil am Ufer vom Fluß Podkumok bei Gorjatschaja Gora (Heißer Berg).

Peter Tschirwinsky.

R. D. Kupziss: Die Mineralwässer Pschawiens, Chewsuriens und Chewis. (Transkaukasische Sammlung der Abhandlungen für Landkenntnis. Naturwiss. Abt. I. Tiflis 1930. Transkaukasische kommunistische Universität. 212—226. Russisch mit Auszug in deutscher Sprache. 225—226.)

Es werden 17 neue Wasseranalysen von meist unbekanntem und schwer zugänglichen Mineralquellen der Gebirgsgegenden Georgiens zusammengestellt. Alle Analysen sind vom Verf. gemacht und die Proben dazu auch von ihm genommen. Es treten auf: Eisenhaltige Kalkquellen, alkalische Salzquellen, Säuerlinge (die Narzane von Kasbek) und einige andere. Aus der Zahl der beschriebenen Quellen verdienen besondere Aufmerksamkeit: die Quellen von Kildowani in Pschawien, die Quellen der Schlucht von Likoki und Tschies-Zkaro in Chewsurien, wie auch die Kasbek-Narzane in Chewi. Chewsurien erscheint vorläufig als einzige Gegend in Georgien mit solch wertvollen alkalischen Salzquellen, daß sie mit denen von Essentuki, nördl. Kaukasus, konkurrieren könnten. Ebenso steht die Qualität der Kasbek-Narzane viel höher als diejenige des Narzan von Kislowodsk.

Peter Tschirwinsky.

J. F. de Andrade jun.: Radioactividade das aguas mineraes de Imperatriz e estudos sobre os niobo-tantalatos. (Bol. 48 do Serv. geol. e miner. do Brasil. Rio de Janeiro 1930.)

Ausführliche chemisch-physikalische Untersuchungen der heißen Mineralwässer von Caldas da Imperatriz im brasilischen Staate Sta. Catharina, von denen in dies. Jb. 1930. II. 413 schon die Rede war. **K. Walther.**

6. Technisch-hydrologische Fragen.

Schirmer, M.: Die Grundlagen der derzeitigen Wasserwirtschaft in holländischen Poldern. (Der Kulturtechniker. Nr. 1. 1929.)

Marquardt: Der städtische Tiefbau auf der Internationalen Hygieneausstellung Dresden. 1930. (Wasser und Gas. 21. Jg. Nr. 3. 1930.)

Die deutschen Wasserwerke liefern jährlich 2,4 Milliarden m³ Wasser; ihr Anlagekapital beträgt 2,5 Milliarden RM. Von dem geförderten Wasser (76 m³/sek) stammen:

8,6 % aus Quelfassungen,

77,2 % aus Brunnen, die in natürlichem, uferseitigem oder auch künstlichem Grundwasser stehen,

14,2 % aus Oberflächenwasser (Fluß- und Talsperrenwasser, wobei 38 Talsperren beteiligt sind).

Die europäischen Großstädte hatten folgenden Wasserverbrauch aus öffentlichen Wasserwerken:

1927/28	Im Jahre Millionen m ³	Am Tage lit/sek Förderung je Kopf		
		stärkste	mittlere	niedrigste
Berlin	143	176	131	86
Gelsenkirchen .	115	—	—	—
Wien	108	196	157	117
München	69	305	254	202
Hamburg	62	188	145	102
Dortmund	53	385	295	205
Kopenhagen . . .	35	176	131	86
Frankfurt a. M.	34	257	184	110
Düsseldorf . . .	32	253	192	131
Dresden	32	183	137	90
Essen	31	240	193	145
Bochum	28	475	373	270
Leipzig	28	135	96	56
Amsterdam . . .	28	121	93	65
Oslo	25	320	264	208
Stockholm	24	197	134	70
Zürich	23	456	313	170

Für Berlin liefern Wasser außer den städtischen Werken die Charlottenburger Wasser- und Industriewerke A.G. und etwa 1000 private in der ganzen Stadt verteilte Einzelversorgungen industrieller und gewerblicher Betriebe.

Koehne.

Holthusen: Die Ziele der Wasserwerke Hamburg-Ost G.m.b.H. (Das Gas- und Wasserfach. 73. Jg. 1930. 50. H. 1180 u. f.)

Eine G. m. b. H. errichtet für Teile von Hamburg, sowie für Wandsbeck und den Kreis Stormarn ein Wasserwerk am Großensee. Außer dem Wasser dieses Sees soll hier aus etwa 300 m tiefen, ins Tertiär reichenden Brunnen Grundwasser (11 000 m³/Tag) genommen werden. Jeder Brunnen soll mit einer elektrischen Unterwasserpumpe versehen werden, die den Wasserspiegel 30 m tief absenken kann.

Ein zweites Werk bei Groß-Hausdorf soll etwa 16 500 m³/Tag aus 20 etwa 80 m tiefen, 175 m voneinander entfernten Brunnen nehmen. **Koehne.**

Kehren und Stommel: Die Wasserverhältnisse des Industriebezirktes M.-Gladbach. (Deutsches Forschungs-Institut für Textilindustrie M.-Gladbach. 1929.)

Die Hauptverbraucher von Wasser in der Textilindustrie sind die Ausrüstungsbetriebe, vor allem die Bleichereien, Färbereien und Appreturanstalten. Besonders für die Bleichereien ist gutes geeignetes Wasser eine Lebensnotwendigkeit. Spinnereien und Webereien benötigen bedeutend weniger Wasser, und zwar besonders zur Speisung der Dampfkessel. Früher entnahm man das Wasser den offenen Gewässern; seitdem diese aber verschmutzt sind, ist man auf Grundwasser angewiesen. Bei der Speisung des Grundwassers überschätzen die Verf. die Kondensation sehr.

Sehr eingehend behandelt wird die chemische Beschaffenheit des Brunnenwassers. Von allgemeinerem Interesse sind dabei Angaben über jahreszeitliche Schwankungen der chemischen Beschaffenheit, die sich allerdings gerade auf ein Jahr mit abnormer Witterung, nämlich 1927 beziehen.

Gesamthärte	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni
Brunnen 39 . . .	9,6	9,6	9,6	9,6	9,5	9,2
„ 99 . . .	12,1	11,4	10,9	10,3	9,9	9,5
„ 100 . . .	18,4	17,6	17,1	16,8	16,4	15,9
Eisen mg/lit						
Brunnen 39 . . .	0,62	0,63	0,65	0,67	0,68	0,70
„ 99 . . .	0,09	0,05	0,06	0,07	0,14	0,23
„ 100 . . .	0,85	0,82	0,65	0,56	0,84	1,01
Gesamthärte	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Brunnen 39 . . .	9,0	10,6	10,2	10,1	10,5	9,6
„ 99 . . .	10,6	12,0	12,3	12,0	12,0	12,6
„ 100 . . .	15,1	15,7	17,4	17,2	17,6	18,4
Eisen mg/lit						
Brunnen 39 . . .	0,56	0,56	1,84	1,76	0,14	0,60
„ 99 . . .	0,72	0,08	0,13	0,08	0,12	0,18
„ 100 . . .	0,29	1,04	0,30	0,24	1,36	0,72

Eine dem Aufsatz beigegebene Abbildung zeigt, wie sich im Laufe der Jahre 1907—1927 das Grundwasser verschlechtert hat. Das dürfte sich daraus erklären lassen, daß mit der Zunahme des Verbrauchs härteres Wasser aus der Tiefe aufstieg. Die gesamte Zutageförderung unterirdischen Wassers für Zwecke der Industrie beträgt 13 Millionen cbm/Jahr.

Die Stadt München-Gladbach wird durch das Wasserwerk bei Helena-brunnen (24 Brunnen) und Theeshütte (28 Brunnen) versorgt. Der Wasserverbrauch der Stadt betrug:

1921	rund	3 600 000	cbm/Jahr
1922	„	3 300 000	„
1923	„	2 700 000	„
1924	„	3 200 000	„
1925	„	3 400 000	„
1926	„	3 100 000	„
1927	„	3 400 000	„

Koehne.

Krauß: Die Wasserversorgung Nürnbergs. (Das Gas- und Wasserfach. 73. Jg. 1930. 49. Heft. 1156—1159.)

Das städtische Wasserwerk war bis 1928 auf eine Leistung von 24 Millionen cbm/Jahr und 75 000 cbm/Tag zugeschnitten. Plötzliches Anschwellen des Spitzenbedarfs nötigte nun zur Erweiterung.

Flache Rohrbrunnen im Dünensand im „Ursprung“ und im fluviatilen Diluvium beim benachbarten Krämersweiher förderten bis 13 000 cbm/Tag. Man will hier die Spitzenförderung mit Hilfe neuer Brunnen auf 30 000 cbm/Tag steigern, dadurch, daß man den Spiegel bis 10 m tief absenkt und so vorübergehend aus dem Vorrat schöpft. In der Nachbarschaft sollen drei neue bis 150 m hinabreichende Tiefbrunnen aus dem Keuper je etwa 40 lit/sek fördern bei 40—50 m Absenkung.

In Erlenstegen an der Stadtgrenze sollen 100 Rohrbrunnen bis 500 lit/sek oder 43 000 cbm/Tag ergeben.

Ein weiteres Grundwasserwerk ist im Pegnitztal weiter oberhalb bei Mühlhof geplant.

Eine Fernleitung bringt aus dem Frankendolomit bei Ranna Wasser herbei, das in Zukunft mit Tiefbohrungen, also nicht mehr mit einfachen Quelfassungen, gewonnen werden soll.

Ferner sind im Stadtgebiet Tiefbrunnen vorhanden. **Koehne.**

Bayerisches Landesamt für Wasserversorgung. Bericht über die bisherige 50jährige Tätigkeit 1878—1928 mit Geschäftsbericht über die Jahre 1927 und 1928. München 1929.

In Bayern sind 17 284 Orte mit rund 4,3 Millionen Einwohnern = 58 % der bayerischen Bevölkerung ganz mit Wasserleitungen versorgt, 10 685 Orte mit rund 2 Millionen Einwohnern teilweise und 15 807 Orte mit rund 1 Million Einwohnern ohne Wasserleitung. Es ist also hier sehr viel geleistet worden besonders auch durch die Gruppenwasserversorgungen im wasserarmen Jura, in der Pfalz usw.

Koehne.

Niemann: Hydrologie, Gebrauchswasser und Abwässer im mitteldeutschen Braunkohlenindustrialgebiet. (Braunkohle. 25. Jg. Nr. 48. 26. II. 27.)

Verf. tritt unter anderem dafür ein, Trinkwasser aus dem Liegenden der Braunkohlenflöze zu entnehmen. **Koehne.**

K. v. Terzaghi: Sickerverluste aus Kanälen. (Die Wasserwirtschaft. 23. Jg. Wien 1930. 318—330.)

Die Sickerverluste aus Kanälen hängen stark von der Beschaffenheit und dem geologischen Aufbau des Untergrundes ab. Es sind hierbei 3 Hauptfälle zu unterscheiden.

1. Fall.

Es handelt sich hier um einen Idealfall, den man unter Umständen annehmen kann, um Grenzwerte berechnen zu können. Es wird angenommen, die Sohle eines Kanals befinde sich in sehr großer Höhe über dem Spiegel des im Untergrunde strömenden Grundwassers und die Sickermenge sei klein im Vergleiche zum Aufnahmevermögen des Grundwasserstroms. Der Untergrund sei annähernd gleichmäßig durchlässig. Der Grundwasserspiegel bleibe auch nach Füllung des Kanals tief unter der Kanalsohle.

Die Breite der Kanalsohle sei b , die Breite jeder Böschung b_1 , die Breite des Kanalspiegels also $(b + 2 b_1)$. Unter dem Kanal ist ein mit senkrecht nach unten strömendem Wasser erfüllter Raum vorhanden, dessen Breite sich unterhalb des Kanals zunächst etwas verbreitert auf $n(b + 2 b_1)$ und weiterhin nahezu konstant bleibt. Die Werte für n liegen zwischen 1 und 1,4. In den tieferen Lagen des durchströmten Raumes ist das Gefälle 1; daher kann der Wasserverlust q je Längeneinheit des Kanals bei einer Durchlässigkeitsziffer k des Untergrundes nach der Formel

$$q = n(b + 2 b_1) k$$

berechnet werden. Man erhält so einen oberen Grenzwert, der in der Natur nicht erreicht wird.

2. Fall.

Die Kanalsohle liege ebenfalls hoch über dem Grundwasserspiegel; sie sei aber wesentlich dichter als ihr Untergrund. Das Wasser füllt diesen nun nicht mehr allein aus, sondern er ist von Luft durchsetzt. Die Breite des Sickerraumes ist nun $b + 2 b_1$; das Wasser träufelt darin von Korn zu Korn. Die Sickermenge q hängt nun nur von der Durchlässigkeit der Filterhaut und der Wassertiefe t im Kanal ab. Bezeichnet k die Wassermenge, die bei einer Wassertiefe $t = 1$ durch die Flächeneinheit der Filterhaut hindurchtritt, so ist der Sickerverlust je Längeneinheit des Kanals etwa

$$q = (b + 2 b_1) k \cdot t.$$

(Ich möchte bemerken, daß in diesem Falle der Wert k leicht Änderungen ausgesetzt ist, insbesondere bei steigender Wassertiefe durch Einpressen von Schlamm in den Untergrund herabgesetzt werden kann.)

3. Fall.

Der Grundwasserspiegel steige nach der Füllung des Kanals bis zu dessen Spiegel an. Es bedeute

- i_0 das Gefälle des Grundwasserstroms vor Füllung des Kanals,
 i_1 das Gefälle des Grundwasserstroms nach Füllung des Kanals,
 t_1' die mittlere Tiefe des Grundwasserspiegels über der Sohle des Grundwasserstromes nach Füllung des Kanals, und zwar auf der Seite, wo die Vorflut liegt.

Es ist etwa

$$q = k \cdot t_1' \cdot (i_1 - i_0).$$

Die Werte t_1' und i_1 werden je nach dem geologischen Bau der weiteren Umgebung des Kanals sehr verschieden ausfallen.

v. TERZAGHI geht dann näher auf die Bestimmung des mittleren k -Wertes des Untergrundes ein. Er weist besonders auf den Unterschied von gestörten und ungestörten Proben hin, der besonders bei bindigen Böden ganz gewaltig werden kann. So erhielt er für schwere blaugraue Tonböden aus Tiefen bis zu 2 m folgende Werte für die Durchlässigkeit:

Bei durchkneteten Proben mit 30—70 % Wassergehalt:

$$k = 0,1 \times 10^{-7} \text{ bis } 15 \times 10^{-7} \text{ cm/min,}$$

bei ungestörten Proben mit Wurzelröhrchen und 40—50 % Wassergehalt:

$$k = 0,2\text{—}4,0 \text{ cm/min.}$$

Die Durchlässigkeit der ungestörten, von Wurzelröhrchen durchsetzten Tonproben war also von der Größenordnung derjenigen eines feinen Sandes und rund 10 000 000 mal so groß als jene des durchkneteten Tones.

Beim Kanalbau in Ton wird die zukünftige benetzte Oberfläche in der Regel geknetet und so in ihrer Durchlässigkeit sehr stark herabgesetzt.

Die Durchlässigkeit der ungestörten Bodenprobe bestimmt v. TERZAGHI in der Weise, daß er einen zylindrischen Körper aus dem Boden herausholt, unter Paraffinabschluß ins Laboratorium bringt, Wasser von oben nach unten durchleitet und den Druckverlust dabei durch zwei Standröhrchen mißt. Die Einzelheiten des Arbeitsvorganges hat er eingehend geschildert.

In der Praxis genügt es meist, die Durchlässigkeitsziffer an gestörten Proben zu bestimmen und dann mit Beiwerten zu multiplizieren. Die Durchlässigkeitsziffer ermittelt man zu diesem Zwecke aus dem kapillaren Aufstieg nach einem Verfahren von CASAGRANDE. Hierbei stampft man den Boden in einen Zylinder von 40 mm Durchmesser und 200 m Länge ein, legt diesen in ein Wasserbad, so daß von einem Ende durch ein Messingsieb Wasser zutreten kann und beobachtet, nach welcher Zeit die Feuchtigkeit um 2, 4, 6 usw. cm vorgedrungen ist. Ist diese Länge = x , die Zeit = t , so ist

$$x^2 = m \cdot t$$

$$\log m = \log x^2 - \log t$$

Trägt man die $\log x^2$ als Abszissen, die $\log t$ als Ordinaten auf, so erhält man für jede Bodenart eine Gerade, deren Schnittpunkt mit der x -Achse den $\log m$ ergibt.

Die Durchlässigkeitsziffer k wird nach der Formel $k = \frac{m^2}{A} \cdot \frac{e}{1+e}$ berechnet, worin e die Porenziffer bedeutet und $A = 7,36 \cdot 10^4$ gesetzt werden kann. Auf große Genauigkeit der Einzelbestimmung kommt es

bei dem schnellen Wechsel des Untergrundes nicht an, sondern auf eine ausreichend große Zahl solcher Bestimmungen. v. TERZAGHI gibt ein Schaubild für den Untergrund des Staudamms von Chicopee, Mass., das zeigt, wie überaus schnell und mannigfach die Durchlässigkeit wechselt.

In dem vorhin dargestellten Fall 3 ist ein Versuchsbecken nötig, und zwar ein großes, kleine sind zwecklos. Eingehend beschrieben wird ein von AXAMITNY und v. TERZAGHI am Don—Wolga-Kanal in Lößlehm durchgeführter Versuch. Die erste Füllung erforderte um 20 % mehr Wasser, als dem Beckeninhalte entspricht. Die Verdunstung spielte im Vergleich zur Versickerung nur eine untergeordnete Rolle. Die Böschungen waren mit Beton gedichtet, so daß nur die Absickerung am Boden in Frage kam.

Nach Durchlässigkeitsbestimmungen betrug im Lehm die Filtergeschwindigkeit beim Gefälle 1:1 etwa 15 cm/Tag. Bei vorhergehenden Versickerungsversuchen in kleinen Becken hatte man sehr viel größere Filtergeschwindigkeiten erhalten. Beim Hauptversuch im großen Becken betrug sie nur 10 cm/Tag und nahm allmählich ab bis auf 5 cm/Tag. Man nahm an, daß sie im fertigen Kanal weniger als die Hälfte betragen würde.

Die Standrohre waren, ehe v. TERZAGHI zugezogen wurde, aufgestellt, und zwar unzweckmäßig auf zwei sich kreuzenden Linien, anstatt in Kreisen, und ließen daher nur wenig Schlüsse zu. **Koehne.**

Laskus: Die Strecke Nordring—Pankow (Vinetastraße) der Berliner Schnellbahn. (Die Bautechnik. H. 31. 1930. 486.)

Ein Tunnel wurde im Geschiebemergel gebaut; das in die Baugrube eindringende Wasser ließ sich durch Drainage beseitigen. Eine Grundwasser-senkungsanlage mittels Rohrburgen war nicht nötig. **Koehne.**

Pfeiffer und Quiring: Sind Löß und Lößlehm zur Deichschüttung geeignet? (Zentralbl. d. Bauverwaltung. 50. Jg. 570—572.)

Bei Eindringen von Wasser in trockenen Löß und ähnliche Bodenarten wird an der Grenzfläche des befeuchteten zum trockenen Boden die Luft so stark zusammengedrückt, daß sie die feuchte Schicht abhebt und ruckweise entweicht. Die Standfestigkeit des Löß bei Berührung mit Wasser wird dadurch sehr vermindert. **Koehne.**

Eis und seine Wirkungen.

W. Köppen: Neuere über Verlauf und Ursachen des europäischen Eiszeitalters. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. 26. 1930. 365 bis 394. 6 Fig.)

Verf. faßt in dieser Arbeit die Ergebnisse neuerer Arbeit aus der Diluvialgeologie (EBERL, SOERGEL, GRAHMANN, GAGEL, BEURLLEN-PENCK, WOLDSTEDT), der Paläoklimatologie und der Klimatologie (PILGRIM, SIMPSON, MEINARDUS) unter dem Gesichtspunkt des Vergleiches mit den Untersuchungen über die Strahlungsschwankungen nach STOCKWELL und MILANKOVITCH zusammen.

EBERL kommt nicht nur zu einer Bestätigung der Deutung der Strahlungskurve, sondern er und KNAUER zerlegen die vier von PENCK und BRÜCKNER unterschiedenen Eiszeiten in je zwei bis drei große Eisvorstöße, die den Strahlungsminima entsprechen. Weiterhin ist es EBERL gelungen, Spuren einer noch früheren Vereisungsgruppe, der Donauzeit, zu finden, die nach KÖPPEN sich auch auf ein Strahlungsminimum beziehen läßt. Dagegen stellen sich nach Neuberechnung die Strahlungsminima für die Günzzeit auffallend gering. Nach Schätzung des Verf.'s ergibt sich die folgende Zeitskala für die äußerste Ausdehnung der Gletscherzunge in Jahrtausenden:

	Eisvorstoß		Günz		Mindel		Riß		Würm	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
vor der Jetztzeit . . .	584	543	469	427	224	181	110	66	18	
nach d. Strahl.-Minim.	5	5	6	6	7	6	6	6	4	

In Skandinavien und dem Ostseebecken konnte die Eisdecke gar nicht verschwinden, nur in der langen Mindel-Riß-Interglazialzeit wird wohl ganz Fennoskandia eisfrei geworden sein. Auch SOERGEL, GRAHMANN, GAGEL finden aus Terrassen- und Verwitterungsstudien Übereinstimmungen mit der Strahlungskurve. Das Interglazial in Ostpreußen deutet nach BEURLEN gleichfalls Zusammenhänge an.

PILGRIM, SIMPSON, MEINARDUS sehen nicht eine Erniedrigung der Temperatur, sondern Erhöhung derselben unter Vermehrung der Niederschläge als Ursache der Eisvorstöße an. Verf. erkennt an, daß seine frühere Angabe, daß nur niedrigere Sommertemperatur für den Eisvorstoß maßgebend sei, einseitig ist. PILGRIMM nimmt an, daß die Eiszeiten etwa doppelt so weit von der Jetztzeit entfernt liegen, als nach der Strahlungskurve von MILANKOVITCH zu schließen wäre. SIMPSON schreibt der Bewölkung gleichfalls starken Einfluß zu, ohne daß Verf. seine Ausführungen als der Verallgemeinerung fähig anerkennen kann. Auch MEINARDUS will sein Ergebnis, daß die Antarktis in der Eiszeit vermehrte Zirkulation und erhöhte Temperatur zeigte, nicht verallgemeinern lassen.

Die von WOLDSTEDT zusammengestellten Einwände gegen die KÖPPEN-WEGENER'sche Auffassung werden eingehend besprochen, wobei vom Verf. zugegeben wird, daß sie z. T. Dogmen betreffen, z. T. auf der Unsicherheit geologischer Zeitbestimmung beruhen. Wesentliches Material zur Beurteilung des Für und Wider liefert nur Europa. Nach diesem Material muß Verf. eine Schleifenbahn des Poles während der letzten 15 000 Jahre annehmen, um den Forderungen der klimatischen Zeugen gerecht werden zu können. Polwanderung und Kontinentverschiebungen sind durch die Arbeiten von WANACH und die grönländischen Wiederholungsmessungen als gesichert anzusehen. Da Eiszeiten zeitlich Faltungen zugeordnet sind, sucht Verf. das Fehlen von Hochgebieten in den nordamerikanischen Vereisungszentren durch bisher noch nicht ausgeglichenes Niederdrücken dieser Gebiete durch die Eislast, durch starke Erosion und durch starkes Auseinanderzerren des nördlichen Nordamerika während seiner Bewegung nach W und SW glaubhaft zu machen. Er hält für ein Verständnis der Eiszeit das Aufgeben der Dogmen

von der Unveränderlichkeit geographischer Breiten und von der absoluten Gleichzeitigkeit der Vereisungen auf der ganzen Erde für unbedingt notwendig.

F. Errulat.

H. W. Son Ahlmann: On the Formation of Hoarfrost and its relation to glacial growth. (Journ. of Geol. **37**. 1929. 275—280.)

Es werden einige Beobachtungen über die Bildung von Rauheif an einem kleinen Observatorium auf der Spitze des Fanaråkenberges im Hornung-Massiv in Norwegen beschrieben. Während der Beobachtungszeit schwankten die Temperaturen zwischen + 1 und — 5° C. Bei ruhigem Wetter wurde nur wenig Rauheif gebildet, sobald aber südwestliche Winde auftraten, wurden auf der Windseite auf allen Gegenständen oberhalb des Bodens Zweige von Rauheif abgesetzt, besonders dort, wo vorher kein Schnee oder Reif vorhanden war. Diese Rauheifbildung nahm mit wachsendem Winde stark zu und erreichte während Stürmen ihr Maximum, so daß dann auch schneebedeckte Teile mit einer Rauheifschicht bedeckt wurden. Die Wachstumsgeschwindigkeit des Rauheifs war außerordentlich groß. Haben die Reifzweige eine gewisse Länge erreicht, geht das Wachstum nur langsam weiter. Wird die Temperatur von 0° erreicht, fallen die Zweige ab.

Während eines Sturmes (durchschnittlich 15—20 m/sek) wurden 1,5 m über dem Boden innerhalb 3 Stunden Rauheifszweige von 10—20 cm Länge und 5 cm Dicke gebildet, die mit der Spitze gegen den Wind standen. Nimmt man die Form der Rauheifzweige konisch an, so war ihr Volumen 98 ccm. Nimmt man das spezifische Gewicht des Reifs mit 0,5 an, so war der Wassergehalt rund 50 ccm. Das würde einen Reifniederschlag von 0,046 mm pro Millimeter Fläche und Sekunde bedeuten. Verf. errechnet, daß innerhalb drei Sturmtagen an den über dem Boden hervorstehenden Gegenständen auf der Spitze des Fanaråken auf der Windseite Rauheif mit einem Wassergehalt von 1,5 m pro Einheit der Oberfläche abgeschieden wurde.

Die Schneefelder der Umgebung des Observatoriums bestehen zum großen Teil aus Rauheif. Verf. nimmt daher an, daß der Rauheif eine große Bedeutung für die Schneeverhältnisse des Gebietes hat, sogar von größerer Bedeutung ist als der Schneefall. Ebenso kann Rauheifbildung eine große Rolle bei der Gletscherbildung spielen.

Cissarz.

H. Philipp: Neuere Beobachtungen zur Mechanik der Gletscher. (PETERMANN'S Mitteilungen 1928. **74**. 7—12 u. 71—74.)

Aus eigenen Untersuchungen an beiden Grindelwaldgletschern, Rhonegletscher, Unter- und Oberaargletscher, Aletschgletscher, Morteratschgletscher, Tschirva-, Roseg- und Fornogletscher und Spitzbergengletschern, sowie aus Angaben und Bildern anderer Forscher (KOCH, HEIM, HAMBERG, FINSTERWALDER, HESS usw.) entnimmt Verf., daß die Scherflächen die wesentlichen Träger der Gletscherbewegungen seien. Auch die Blaublätter-Struktur setzt der Autor auf Konto der Scherflächen. Die Blaublätter sind nach ihm nichts anderes als vernarbte Scherrisse. PHILIPP begibt sich mit diesen An-

schauungen in Gegensatz zu HESS und FINSTERWALDER, die die Scherflächen nur als vereinzelte Erscheinungen, besonders des äußersten Gletscherrandes, angesehen wissen wollen.

Edith Ebers.

Bossolasco: Su di alcuni fenomeni che si presentano nei ghiacciai e che dipendono specialmente dalle condizioni del movimento. (Über einige Bewegungsphänomene der Gletscher.) (Zs. f. Gletscherkunde. 18. 1930. H. 1—3. 9—23.)

Besondere Spalten an den Seiten- und Stirnpartien der Gletscher Spitzbergens, Norwegens und der Alpen, die parallel den Gletscherrändern verlaufen, nennt Verf. Abscherungsflächen. Sie setzen sich auch ins Innere der Gletscher fort. Diese Abscherungsflächen stehen im Zusammenhang mit einer Diskontinuität der inneren Bewegung der Eismasse und charakterisieren den plastischen Zustand des Eises.

Die FINSTERWALDER-REID'sche Bewegungstheorie der Gletscher ist die beste. Das Eis verhält sich wie ein elastischer Körper, der kleinen Kräften bei kurzer Dauer unterworfen wird, aber auch wie eine viskose Flüssigkeit. Es ist elastisch-viskos. Einige Phänomene, die auf die Plastizität des Eises zurückzuführen sind, werden analysiert im Vergleich mit verschiedenen anderen Materialien im plastischen Zustand. Die Plastizität ist abhängig von der Tiefe und wächst mit dieser. Infolgedessen sind die oberen Schichten zerbrechlicher als die unteren, und die Spalten erstrecken sich meist nicht bis auf den felsigen Untergrund. Die Bewegung des Gletschers ist eine langsamstationäre; seine mediane Region bewegt sich wie eine starre Masse, die nur elastische Deformationen aufweist. Dagegen verhält sich der an den Wänden des Bettes angrenzende Teil unbedingt plastisch. An der Grenze der beiden Teile entstehen die Abscherungsflächen, besonders bei einer Steigerung der Eisgeschwindigkeit im zentralen Teil des Gletschers.

Edith Ebers.

L. Hawkes: Some Notes on the Structure and Flow of Ice. (Geolog. Magaz. 67. 1930. 111—123. 1 Textfig.)

Die Ergebnisse der vielseitigen physikalisch-chemischen Untersuchungen über Eis haben noch immer nicht genügend zur Klärung der Verhältnisse in großen natürlichen Eisvorkommen dienen können. Verf. nimmt Stellung zu den verschiedenartigen Meinungen unter Anführung der Literatur und versucht die Phänomene z. B. des Schmelzens und der Regelation zu erklären wie ähnliche bekannte Vorgänge in Metallen und Gesteinen. Nach Versuchen TAMMANN's kann Eis durch Druck zum Schmelzen gebracht werden bis zu einer Temperatur von -22° . Durch allseitigen ungleichen Druck kann der Schmelzpunkt um das Vielfache erniedrigt werden gegenüber einseitigem Druck. Die künstlich durch Druck hergestellten und senkrecht zur optischen Achse liegenden Eislamellen, die zugleich gute Gleitflächen darstellen, sind uns auch aus Gletschereiskörnern bekannt. Durch ungleichmäßigen Druck kann eine Bewegung der Lamellen eintreten, die undulöse Auslöschung zur Folge hat. Die FOREL'sche Parallelstreifung durch Einlagerung gewisser Salze zu erklären, sei unwahrscheinlich.

Nach einer kurzen Erklärung des Eises als Kristall, als Gletscherkorn und als Decke auf stehendem Gewässer, geht Verf. auf die Anwesenheit von Salzen in Eisaggregaten ein. Ein Diagramm erläutert den Einfluß von Salzlösungen auf den Schmelzpunkt. Bei erstarrendem Seewasser werden die Salze im Kristall nicht aufgenommen und es ist wahrscheinlich, daß auch die im Gletschereis vorhandenen geringen Mengen von Salzen bei der Kristallisation zurückgestoßen werden. Die Beobachtung HUGR's, daß ein Stück Gletschereis bei trübem Wetter äußerlich in glatter Oberfläche, bei Sonnenschein jedoch auch intergranular schmilzt, führt Verf. nicht wie jener darauf zurück, daß Reflexion an den flüssig gewordenen Trennungsf lächen der Körner eintritt; vielmehr findet das Schmelzen bei Bestrahlung tatsächlich auch im Einzelkristall selbst statt, was seinen Grund darin habe, daß Staubteilchen eingeschlossen sind. BUCHANAN's Erklärung, daß es sich dabei um basisparallele Salzeinlagerungen handelt, wird zurückgewiesen. Durch PLYLER's Versuche im infraroten Licht wird die Vermutung aufgestellt, daß das Wasser zwischen den Körnern in besonderer Form anwesend sein müsse, und zwar in amorphem Zustand.

Bedingung für Regelation ist das Vorhandensein einer flüssigen Schicht zwischen den Körnern, die unter 0° als amorphe Masse den Kontakt der Körner bilden wird. Die Korngröße des Gletschereises hängt von der Temperatur ab. Die Ursache der inneren Bewegung der Gletscher ist nicht nur Rekristallisation u. a. m., sondern vor allem die Summe der Scherkräfte, die durch Geschwindigkeitsverschiedenheiten beim Fließen hervorgerufen werden.

O. Zedlitz.

Ernst Sorge: Die ersten Dickenmessungen des grönländischen Inlandeises. (Zs. f. Geoph. 6. 1930. 22—31.) 4 Abb.

Bei der Vorexpedition nach Grönland unter A. WEGENER wurden im August 1929 mit einem WIECHERT-MOTHES'schen Feldvertikalseismographen seismische Dickenmessungen auf dem Kamarujuk- und Kangerduarsukgletscher und auf dem Inlandeise vorgenommen. Das Verfahren hat sich gut bewährt. Die Erfahrungen, welche MOTHES bei seinen Messungen auf Alpengletschern machte, wurden i. g. bestätigt. Als Eisdicken ergaben sich: für den Kamarujukgletscher 330 m, für den Kangerduarsukgletscher 600 m, für das Inlandeis in 1210 m Höhe 750 m, in 1570 m Höhe 1200 m.

F. Errulat.

Hermann L. Fairchild: New York Drumlins. (Proceedings of the Rochester Academy of Science. 7. 1929. 1—37.)

Die vorliegende Arbeit ist besonders wertvoll, weil sie das größte Drumlin-Gebiet der Erde zum Gegenstand hat. Man kann annehmen, daß die stattliche Anzahl von etwa 10 000 Drumlins im Drumlin-Felde südlich des Ontario-Sees in den Vereinigten Staaten vorhanden ist. Alle verschiedenen Variationen des Drumlin-Typs sind dort vereinigt, aber auch Übergangsformen in Gestalt von Gruppen von niedrigen, in die Länge gezogenen Rücken, schwach drumlinisierte Oberflächen usw. fehlen nicht.

Einzigartige Aufschlüsse — vollständige Quer- und Längsschnitte — sind am Südufer des Ontario, durch dessen Brandungstätigkeit, in einer größeren Zahl von Drumlins entstanden. Sie zeigen durchweg eine Art konzentrischer Schichtung. Die New York Drumlins bestehen aus dicht gepackter Grundmoräne und stehen in Beziehung zu Endmoränen, wenn auch während der Drumlin-Bildungs-Epoche im wesentlichen große Eisrandseen deren Stelle einnahmen.

Verf. verlegt die Entstehung der Drumlins in die Zeit des halbstagnierenden, bereits abschmelzenden Eises zu Ende der letzten Eiszeit. Auch in allen morphologischen Merkmalen stimmen die New York Drumlins mit denen unserer voralpinen Drumlin-Landschaften überein; nur regionale Querschnittsasymmetrien sind dort anscheinend unbekannt.

In genetischer Verwandtschaft mit den echten Drumlins aus Grundmoräne stehen die „rocdrumlins“, die aus den weichen Felsschichten des Untergrundes bestehen. Sie verdanken ihre Entstehung einer mäßig starken Erosionswirkung des Eises, während die Drumlins selbst, nach dem Urteile des Verf., durch die Zusammenwirkung von Akkumulation und Erosion entstanden sind. Einer harmonischen Zusammenwirkung plastischer und rigider Eigenschaften des Eises gelang es, im zentralen Teil des 35 Meilen breiten Drumlin-Gürtels des Staates New York die vollendetsten Drumlinformen hervorzubringen.

Bis in alle Einzelheiten stimmen die jenseits des Ozeans geförderten Ergebnisse des seit Jahrzehnten im Diluvium arbeitenden Verf.'s mit den in den letzten Jahren im Voralpenlande gewonnenen überein. Das Drumlin-Problem scheint heute nahe seiner letzten Aufhellung zu sein.

Edith Ebers.

V. Tanner: The Problem of an Esker. (Fennia. 50. Nr. 38. Helsingfors 1928.)

Verf. betont, daß die Beobachtungen TARR's an den Alaska-Gletschern wohl eine Reihe von Fingerzeigen geben können für die Abschmelzphänomene des letzten Inlandeises; trotzdem können sie nicht alle spätglazialen Bildungen genetisch erklären. Was die Esker (Osar!) betrifft, so sind sie unzweifelhaft fluvioglaziale Ablagerungen; ob jene Schmelzwasserströme, denen sie ihre Entstehung verdanken, aber unter, in oder auf dem Eise geflossen sind, ist nach Verf. noch nicht klargestellt. Er neigt dazu, den Esker-Bildungsprozeß in zwei Abschnitte zu zerlegen: die primäre „aktive“ Aufschüttungsphase und die sekundäre „passive“ Umlagerungsphase. Die Forschungen der fennoskandischen Geologen haben als unwiderlegbare Tatsache erbracht, daß fluvioglaziales Schottermaterial, in stehendes Gewässer eingebracht, unter allen Umständen eine ebene Oberfläche annimmt. Eine genaue Analyse des morphologisch sehr reich gestalteten Kollaz Jokk Gaece in Petsamo, Lapland, eines Gebietes typischer Eisrandbildungen, bringt hierfür wieder Beispiele und gipfelt in der Erforschung des Kollaz Eskers. Oberflächlich besteht dieses zum Teil aus sehr feinem Sand mit wenig Geröllen, während der Kern kiesig ist. Verf. nimmt an, daß das Kollaz-Esker durch Aufschüttung in einem cañyonartigen Tale auf der Eisoberfläche entstanden sei. Beim

Abschmelzen des Inlandeises erfolgte dann eine langsame Umlagerung. Die heutige Form ist gewissermaßen das Negativ der ehemaligen fluvioglazialen Aufschüttung. Diese superglaziale Entstehungstheorie des Kollaz-Eskers möchte Verf. noch nicht auf das komplizierte Problem der Esker-Entstehung überhaupt verallgemeinern.

Edith Ebers.

L. Leiviskä: Über die Ose Mittelfinnlands. Die Entstehung des Materials und der Formen der Ose. (Fennia. 51. Nr. 4. Helsingfors 1928. 1—204.)

Nach dem Studium des Salpausselkä, der großen finnischen Doppelrandmoräne, widmet Verf. eingehende Untersuchungen den finnischen Osen (Osarn). Ein großer Teil der sehr zahlreichen Ose Finnlands wird in vorliegender Arbeit ungeheuer gründlich topographisch beschrieben und als Silhouette, im Querschnitt und Längsschnitt aufgezeichnet, wiedergegeben. Als Endergebnis all seiner topographischen, sedimentpetrographischen und morphologischen Untersuchungen, die im wesentlichen eine große Mannigfaltigkeit der Osbildungen nach all diesen Gesichtspunkten erbringen, stellt Verf. eine neue These über die Entstehung der Ose auf. Er gerät mit dieser in heftigen Gegensatz zu den Schlußfolgerungen, welche zahlreiche skandinavische und nordamerikanische Gelehrte aus ihren jahrzehntelangen Forschungen auf diesem Gebiete gezogen haben.

LEIVISKÄ will die finnischen Ose nicht als fluvioglaziale Bildungen, sondern als Ausschmelzungs- und Anhäufungsprodukte der Innenmoräne, an entsprechenden Eisrändern — unter der Mitwirkung oberflächlichen Schmelzwassers — ansehen. Beobachtungen an rezenten Eisrändern, welche ihm eine Exkursion nach Island erbrachten, befestigen ihn in seiner Ansicht über eine derartige Entstehung der finnischen Ose.

Es erscheint ganz ausgeschlossen, daß diese Os-Entstehungshypothese für irgendwelche der anderen osreichen Glazialgebiete Gültigkeit bekommen könnte. Allerdings muß anerkannt werden, daß in Finnland offenbar ganz besondere Verhältnisse herrschen. Schon die Struktur und der morphologische Charakter der großen Randmoräne, des Salpausselkä, weicht sehr erheblich von dem ab, was man in anderen Glazialgebieten an Endmoränen beobachtet. Der Salpausselkä scheint größtenteils aus geschichteten Ablagerungen zu bestehen, die — im Querschnitt — mit steilem Anstieg am Proximalrand beginnen, auf der Oberfläche große Plateaus ausbilden und in einen weniger steilen distalen Abfall am Südende verlaufen. Diese Gestaltung der bedeutendsten Endmoräne Finnlands in der Art eines Queroses oder einer Randterrasse ist darauf zurückzuführen, daß sie im Wasser und nicht auf trockenem Boden abgelagert wurde. Da eine Anzahl der finnischen Radialose anscheinend übergangslos und in voller Harmonie der Formen (Grubenlandschaften usw.) in den Salpausselkä überleiten, liegt es nahe, daß einmal der Versuch gemacht wird, ihnen ebenfalls irgendwie einen moränischen Charakter zuzusprechen. Eine eindeutige Lösung dieser Fragen — bei der Vielfältigkeit und den vielen Gestaltungsmöglichkeiten glazialer Bildungen — kann nur weitere Forschung erbringen und besonders auch immer wieder der Vergleich mit rezenten Bildungen. **Edith Ebers.**

V. Tanner: Zur Frage der Genesis der Osar. (Extrait des Comptes rendus de la Société géologique de Finlande. Nr. 2. 1929. I—II.)

Wie schon aus dem vorhergehenden Referat über eine Arbeit von L. LEIVISKÄ, Über die Ose Mittelfinnlands, zu entnehmen ist, ist es nicht verwunderlich, daß eine wissenschaftliche Kontroverse aus der neuen LEIVISKÄ'schen Os-Entstehungstheorie fast unmittelbar hervorgeht. Die erste, energische Entgegnung bringt V. TANNER aus dem Kreise der finnischen Glazialgeologen selbst. Er lehnt die LEIVISKÄ'sche Innenmoränentheorie glatt ab und belegt seine Ansichten — und wohl die der Mehrzahl aller Glazialgeologen — mit nachfolgenden schwerwiegenden Beobachtungstat-sachen:

Die gegenseitige, räumliche Verteilung und das Anastomosieren der einzelnen Osar, sowie das vom Bodenrelief ziemlich unabhängige, sanft serpentinarartige Winden der Osarstränge, welches mehrere Osar Finnlands in typischer Form zeigen (siehe auch die in dieser Hinsicht ausgezeichneten Photographien zu Ende des TANNER'schen Aufsatzes), deutet auf deren fluvia-tile Herkunft. Der innere Aufbau aus Schotter, der von lehmigen Teilen be-freit ist, diskordante Lagerung und Rippelung des Osarmaterials sind eben-falls für die Flußsedimentation charakteristisch. Außerdem heben sich die Grenzen des Osarmaterials scharf gegen die Moränendecke der Umgebung ab. Weiter stehen die Osar in intimster Verbindung mit Erosionserscheinungen. Sie können in Erosionsrinnen oder -zonen beginnen und enden, ja sogar in der Längsachse des Osarzuges können sich Erosionsrinnen einschalten. Auch die von LEIVISKÄ beobachteten Analogien mit rezenten Eisrandbildungen in Island werden von TANNER rundweg als unbrauchbar abgelehnt.

Edith Ebers.

Matti Sauramo: Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. (Fennia. 51. Nr. 6. 1929. 1—15.)

Eine weitere, sehr sachlich gehaltene Entgegnung auf die LEIVISKÄ'sche Innenmoränentheorie der Ose. Nach LEIVISKÄ ist die Form der finnischen Ose unabhängig von der Höhe des Wasserspiegels der spätglazialen Eisrand-seen, nach der Deltatheorie (DE GEER und viele andere) wirkt die Höhe des Wassers entscheidend auf die Form der Ose ein: sie breiten sich zu ebenen Plateaus aus, sobald die Anhäufung den Wasserspiegel berührt, wogegen sie sich unterhalb desselben in Form von Rücken und Hügeln entwickeln. Verf. erläutert zunächst den komplizierten Begriff des „höchsten Strandes“. RAMSAY's frühere Ergebnisse werden durch SAURAMO's Untersuchungen weitgehend bestätigt. Die Beziehung der Ose zu den jeweiligen Wasserständen der spätglazialen Periode in Finnland scheint außer Zweifel gestellt. Damit ist die LEIVISKÄ'sche Innenmoränentheorie einer ihrer besten Stützen be-raubt.

Edith Ebers.

Wilhelm Salomon: Arktische Bodenformen in den Alpen. (Sitz.-Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Jg. 1929. 5. Abh. 31 S. 6. Abb.)

Die arktischen Bodenformen lassen sich in 2 Gruppen zerlegen:

1. in die Form des ruhenden, nur in sich selbst, aber nicht talabwärts bewegten Bodens,
2. in die mit der Solifluktion verbundene Form.

Zur 1. Gruppe gehören die Strukturböden (Fein- oder Streifenböden, Zellenböden). Von Gruppe 2 haben für die Alpen eine besondere positive oder negative Bedeutung die talabwärts bewegten Streifenböden, die nicht mit den Streifenböden der Gruppe 1 zu verwechseln sind, die Steingirlanden, die Fließerdewülste, die gleitenden Blöcke, die Blockgletscher und Blockströme. In den Alpen scheinen die vom Verf. gewählten Definitionen, die typischen Zellenböden und die typischen Blockströme, zu fehlen. Die Feinerdebeete erreichen weder die Häufigkeit noch die Schärfe der Entwicklung der entsprechenden Formen Spitzbergens. Aber nur selten sind sie in den Alpen so auffällig, daß sie sich der Beobachtung geradezu aufdrängen. Die Streifenböden, die Verf. gesehen hat, haben nichts mit Solifluktion zu tun, aber dies schließt nicht aus, daß andere alpine Vorkommen zu den echten, talabwärts bewegten Streifenböden gehören. Steingirlanden sind da, ebenso abwärts wandernde Einzelblöcke und Blockmassen. Blockgletscher sind, ähnlich den amerikanischen Vorkommen, von verschiedenen Stellen beschrieben. Es macht den Eindruck, als ob alle diese Erscheinungen, mit Ausnahme der Blockgletscher in den Alpen nicht stärker entwickelt sind als in unseren Mittelgebirgen. [Verf. weist kurz auf eine Arbeit von STINY hin, in der Polygonböden und Steinplattenböden aus der Reißbeckgruppe beschrieben werden. Es dürfte demgegenüber von Interesse sein, daß Ref. sowohl Vieleckböden und vor allen Dingen echte, talabwärts bewegte Streifenböden in ausgezeichneter Entwicklung vor etwa 10 Jahren am Dössener See beobachtet hat. Hier bewegt sich in dem Granit der blockreiche Hang in Form von wandernden Wülsten nach dem See zu. Die Oberfläche ist stellenweise in deutliche Polygone zerlegt, in denen eine Sonderung des Materials sichtbar wird. Ref.]

Harrassowitz.

Hans Bobek: Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? (PETERMANN'S Mitt. 1930. H. 9/10. 227—231.)

Otto Ampferer: Begründung der Schlußeiszeit. (Ebenda. 231—233.)

Hans Bobek: Erwiderung. (Ebenda. 233—235.)

In der Kontroverse zwischen den beiden Autoren handelt es sich um die von AMPFERER angenommene „Schlußeiszeit“. BOBEK hält den Nachweis einer solchen für nicht erbracht. Einer der Hauptunterschiede in den Anschauungen beider Forscher besteht darin, daß nach BOBEK bei einer Großvergletscherung sich jedes Höherrücken der Schneegrenze — oder jede Abnahme der Eiszufuhr — in erster Linie in einem verhältnismäßig raschen Einsinken der Haupteisströme, schließlich in deren Zerfallen und gänzlichem Verschwinden äußert. In ein eisfreies Haupttal hängen dann die ebenfalls verschmälerten Eiszungen der kleinen steilen Seitentäler mehr oder minder tief herab. Endmoränenbildungen solcher Nebengletscher, im Haupttal liegend, können also Rückzugsstadien einer ausklingenden Vergletscherung

entsprechen. AMPFERER hingegen nimmt an, daß der Rückgang sich erst in einem allgemeinen Loslösen der kleinen Seitengletscherzungen von den noch stättlich erhaltenen Eisströmen der Haupttäler bemerkbar mache. Lokalmoränen, die sich häufig finden, stellen nach A. Anzeichen einer späten Lokalvergletscherung dar, eben jener, welche A. Schlußeiszeit benennt. Beide Autoren belegen ihre Auffassung mit Erklärungen und Beispielen aus der Eisstrombildung.

Edith Ebers.

B. Müller: Erscheinungen der nordischen Vereisung am Südrande des Isergebirges. (FIRGENWALD. Vjschr. f. Geologie u. Erdkunde d. Sudetenländer. 2. 1929. 163—169. Mit 4 Abb.)

Das Neißetal trennt das Isergebirge vom Jeschkengebirge und vom Schwarzbrunn. Aus der Form derselben, aus Ablagerungen auf dem sanft zum Gebirgsfuße ansteigenden Gelände, das vom Aluvium bedeckt und bald als Lehm, bald als eine Fortsetzung des Grottauer Tertiärs angesprochen wird, rekonstruiert Verf. die Erscheinung der nordischen Vereisung, wobei er sich auf die von G. BERG am Nordrand der Sudeten gemachten Beobachtungen und Untersuchungen anlehnt.

Chudoba.

W. R. Eckhardt: Kritik des paläothermalen Problems. (PETERMANN'S Mitt. 1928. 74. 331—333.)

Der von KÖPPEN aufgestellte Satz, daß die Klimageschichte eines Ortes in erster Näherung die Geschichte seiner Lage zu Pol und Äquator sei, kann nach dem Verf. keinesfalls in vollem Umfang aufrecht erhalten bleiben. Geologische und paläontologische Forschungsergebnisse sprechen dafür, daß in der Vergangenheit der Erde auch in höheren Breiten ein wärmeres Klima geherrscht hat als heute und die zonale Akzentuierung erst seit Ende der Tertiärzeit in voller Deutlichkeit sich verfolgen läßt. Universale Verbreitung der Meeresfauna, verglichen mit der heutigen zonalen, zeigt denselben Gegensatz auf. Das Klima des Tertiärs, das ausführlicher betrachtet wird, ließ noch einen Kosmopolitismus der Pflanzenarten zu. Über die Ursachen des Paläoklimas läßt sich bis heute nichts Sicheres aussagen — nur seine Eigentümlichkeiten in paläontologisch-biologischen und geologischen Tatsachen lassen sich einigmaßen deuten.

Edith Ebers.

F. Nölke: Das Klima der geologischen Vorzeit. (PETERMANN'S Mitt. 74. 1928. 193—196.)

Verf. sieht die von WEGENER aufgestellte Theorie der Kontinent- und Polverschiebungen und der sich in ihrer Lage im Laufe der Erdgeschichte verändernden klimatischen Zonen nicht für annehmbar an. Sein Haupteinwand dagegen ist der, daß man nicht mit WEGENER glauben darf, daß die Stärke der Sonnenstrahlung immer gleich geblieben sei. Physikalische und astrophysische Erkenntnisse sprechen deutlich dagegen. Vermutlich war während früherer Erdperioden die Sonnenstrahlungsintensität größer und während der geologischen Entwicklung fand eine Abnahme statt, ein Vorgang, welcher nach dem Verf. für die Tatsachen der Paläoklimatologie geeignete Erklärungsgrundlagen abgibt. Größere Strahlungskraft der Sonne

verringert die klimatischen Gegensätze (Mesozoicum!), Temperatenausgleich der ozeanischen Gewässer durch Meeresströmungen macht das Vorkommen fossiler subtropischer Pflanzen in hohen Breiten verständlich, gesteigerte Verdunstung bewirkt stärkere Erosionskraft der Flüsse, (Trockentäler, Wadis), kräftigere Verdunstung in mittleren Breiten erklärt die Entstehung großer Salzlager (Perm!) usw. Von den Eiszeiten kann man die älteren nach dem Verf. auf Entstehung der Eismassen in hohen Gebirgen zurückführen. Für die quartäre Eiszeit dagegen nimmt Verf. an, daß die Sonne auf ihrem Wege durch den Weltraum kosmische Nebelmassen durchschritt, deren Absorption die der Erde zufließende Strahlungsenergie verminderte. **Edith Ebers.**

G. Erdtman: Studies in the Postarctic History in the Forests of Northwestern Europe. I. Investigations in the British Isles. (Geol. För. Stockh. Förh. 50, 2. 1928. 123—192.)

Im Anschluß an die schwedischen Arbeiten auf pollenstatistischem Gebiet wurde an einer großen Zahl von Lokalitäten in England, Wales, Schottland, Irland und auf der Insel Man Torfmoore untersucht und Pollendiagramme ausgearbeitet. Hiermit wurden wertvolle Beiträge zur Waldgeschichte der britischen Inseln geleistet. **Edith Ebers.**

G. Erdtman: Studien über die postarktische Geschichte der nordwesteuropäischen Wälder. II. Untersuchungen in Nordwestdeutschland und Holland. (Geol. För. Stockh. Förh. 50. 3. 1928. 368—381.)

Pollenstatistische Analysen oldenburgischer Moore (bes. Sager Moor). **Edith Ebers.**

G. Erdtman: Études sur l'histoire des forêts de l'Europe Nord-Ouest. III. Recherches dans la Belgique et au Nord de la France. (Geol. För. Stockh. Förh. 50, 3. 1928. 419—428.)

Pollenanalytische Untersuchungen mehrerer belgischer und nordfranzösischer Moore. **Edith Ebers.**

Konrad Richter: Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. (Zs. f. Geschiebeforschung. 6, 2. 1930. 80—88.)

Die Geschiebemergel des norddeutschen Flachlandes gelten im allgemeinen für ungeschichtet. Klüftung des Geschiebemergels wird als „Druckschieferung“ bezeichnet. Steinpflaster im Geschiebemergel sollen „Etappen der Schutt-ablagerung“ andeuten, nach GEINITZ trennen sie die Ablagerungen zweier Oszillationen.

Es kommen im Geschiebemergel zuweilen Geschiebe vor, die gleichsinnig mit vorhandenen Sandlinsen oder kleinen Schollen prädiluvialer Gesteine gerichtet sind [auch in der Grundmoräne des Voralpenlandes! Ref.] Die hiermit entstehenden Texturen werden vom Verf. auf den Abscherungsmechanismus der Gletscherbewegung (nach PHILIPP) zurückgeführt. Die Längsachse der plattenförmigen Geschiebe deutet dabei die Richtung der vernarbten Scherflächen an.

Interessante Erscheinungen zeigt die Klüftung des Geschiebemergels, die am besten an den Kliffküsten der Ostsee studiert wird. Besonders hervorgehoben zu werden verdient hier das Vorkommen drumloider Kurven, die dadurch bedingt sein dürften, daß zwei verschieden dichte Medien sich bei Verschiebung gegeneinander an einer gewellten Fläche bewegen [Drumlins! Ref.]. Lokale Hindernisse steigern diese Wellung bis zu sigmoidalen Strömungswalzen.

Doch nicht nur für das Verständnis des Bewegungsmechanismus des Eises scheint die Beachtung und das Studium von Geschiebelehm-Texturen bedeutungsvoll; Geschiebemergelaufschlüsse, in denen eine Horizontierung mit verschiedenen Geschiebehäufigkeiten möglich ist, werden wichtig, wenn man die Zusammensetzung des präglazialen Untergrundes und seine Tektonik zu ermitteln sucht.

Edlth Ebers.

A. Aigner: Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie. (Zs. f. Geomorphologie. 5. Heft 3/4. 1930. 201—233.)

Verf. tritt der Verallgemeinerung der Anschauung von E. FELS, welche die Kare als Teile eines altmiocänen Gebirgsreliefs deutet, entgegen. Eigene Untersuchungen wurden besonders in den Niederen Tauern angestellt. Als wesentlich kann gebucht werden, daß die Aufstellung einer Formenreihe nötig ist, die von typischen Karen zu nur karähnlichen Hohlformen überleitet. Für die Entstehung der Kare sind analog hierzu verschiedenartige Vorformen verschiedenen geologischen Alters anzunehmen, welche erst durch die Wirkung der Gletscher zu jenen wichtigen Vertretern des glazialen Formenschatzes ausgestaltet wurden. Die glazialen Kleinformen der Kare müssen dabei als integrierender Bestandteil beachtet werden. Als Vorformen kommen in Betracht: größere gut erhaltene Talschlüsse, Steiltrichter, Ausbruchnischen usw. Die allgemeinen Anschauungen in bezug auf die Vorgänge im Frostbereich und die Gletscherwirkungen, die die morphologischen Eigentümlichkeiten der Kare hervorbringen, werden nochmals vom Verf. auf ihre Brauchbarkeit nachgeprüft.

Edlth Ebers.

Verwitterungslehre (einschl. Bodenkunde).

1. Allgemeines.

Alexander Stebutt: Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. (Gebr. Borntraeger. Berlin 1930. 518 S. 55 Textabb.)

Das vorliegende Buch ist die beachtenswerteste Neuerscheinung auf dem Gebiete der Bodenkunde seit einer Reihe von Jahren; es ist die moderne, glänzend durchgeführte und klar geschriebene Bodenkunde. Seit RAMANN sein bekanntes, bahnbrechendes Werk schrieb, ist nichts Ähnliches mehr erschienen, auch GLINKA's Typen der Bodenbildung eingeschlossen. Nach Aufbau und Inhalt steht das Buch vollständig selbständig da und unterscheidet sich schon dadurch von allen anderen neueren Lehrbüchern. Kaum eines der sonst üblichen Kapitel kann man wiederfinden, da ein ganz anderer

Gedankengang eingeschlagen ist, als bisher: Der Boden ist eine Naturerscheinung sui generis, er befindet sich in dauernder Entwicklung, er ist keine tote energielose Anhäufung von Gesteinstrümmern, vielmehr ein dynamisches System. Für den Geologen ist die vertretene Auffassung besonders sympathisch, da er, an geschichtliches Denken gewöhnt, den Veränderungen der Erdrinde nachgeht. Das Buch ist geradezu eine Geologie der physikalisch-chemischen exogenen Oberflächengeschehnisse, wobei zu beachten ist, daß von den Verwitterungsgesteinen nur der Boden, nicht der Zersatz und nur teilweise die Illuvialgesteine behandelt werden.

Als Glieder einer natürlichen Einteilung erscheinen darum die drei Hauptteile: 1. das bodenbildende Substrat, 2. Bodendynamik und bodenbildende Prozesse, 3. Bodengenese oder die Entstehung der Bodentypen. Der Gedankengang des Verf.'s sei — möglichst in seinen eigenen Worten — zunächst verfolgt.

Im ersten Teil ist die Hauptfrage die Entstehung der aufgelockerten Ablagerungen. Geeignetes Bodensubstrat liefern nur aufgelockerte Gesteine, Boden entsteht nur nach Auflockerung des Gesteins. „Boden ist eine Funktion des geologischen Substrates mal Außenenergien.“ Nach einer Schilderung des chemischen und mineralogischen Aufbaues der Erdrinde wird festgestellt, daß den Silikaten der Erdkruste die eigenartigen Komplexe von Kieselsäure, Tonerde, Wasser und Basen gegenüberstehen, welche die eigentlich typischen Bodensubstrate vorstellen und Zeolithe genannt werden. Mit diesem Gegensatz gewinnen wir die natürlichen Grenzen zwischen Mineralogie bezw. Petrographie einerseits und Bodenkunde andererseits. Die wichtigsten Veränderungen der primären Mineralien in der Zone des Katamorphismus bestehen in Entkieselung, Entbasung, Entbindung der Sesquioxide.

Da die Hartgesteine erst aufgelockert werden müssen, um als bodenbildendes Substrat zu dienen, wird die Entstehung der klastischen Sedimente (Weichgesteine) besonders besprochen. Durch mechanischen Zerfall entstehen ortsstete Anhäufungen, die aber eine ungeeignete Unterlage für die Bodenbildung darstellen; sie sind auch nur in Gebirgsgegenden vorhanden. Die wichtigsten bodenbildenden lockeren Sedimente Europas sind: marine und lakustre Sedimente, glaziale Sedimente des Diluviums, Ablagerungen der Flüsse oder Alluvium, Schuttablagerungen am Fuße der Gehänge, das sog. Deluvium, äolische Ablagerungen oder Löß.

Die durch Verwitterung entstandenen Sedimente stellen ein zerstückeltes, zerteiltes oder disperses System dar. Die aufgelockerten Gesteine sind aus festen Körperchen und aus Hohlräumen zusammengesetzt, sie stellen demnach ein zweiphasiges System, einen porösen Körper dar.

Im Boden und bodenkundlichen Substrat sind nur zwei Dimensionsklassen zu unterscheiden: das Bodenskelett und der Ton, volkstümlich als Lehm bezeichnet, besonders wichtig als kolloider Ton. Der Boden als kolloidhaltiges System wird ausführlich besprochen, von besonderer Bedeutung ist dabei die Struktur und Porosität. Der letzte Abschnitt des ersten Teiles betrifft das Verhalten des Bodens zum Wasser, zur Luft, zu den organischen Stoffen und zur Wärme. Die Betrachtung der Bewegung des Wassers im Boden

und der Entstehung des Humus lieferte viele, auch für den Geologen wichtige Gesichtspunkte.

Der zweite Teil, Bodendynamik, geht zunächst auf die wirkenden Faktoren ein. An erster Stelle ist das Wasser zu nennen. Seine lösende, dispergierende Kraft und die chemische Wirkung seiner H^+ - und OH^- -Ionen sind die Kräfte, welche Bodenumsetzungen bedingen. Alle anderen Faktoren dienen nur dazu, die Arbeit des Wassers zu ergänzen oder zu verstärken. Kohlensäure und Humus kommen in Frage als Säuren, indem sie als Zerstörer der mineralischen Substanz wirken und als salzbindende Anionen, die den Boden vor Zerstörung schützen. Durch die letztere Eigenschaft bewirken sie die schon erwähnte Neutralisation der Bodenalkalien, erhalten dem Boden die Basen und erzeugen dadurch den neutralen dynamischen Gleichgewichtszustand, welcher der Entwicklung des organischen Lebens auf der Erde allein günstig ist. Aber auch dadurch, daß sie zu gleicher Zeit Erzeuger der freien H^+ -Ionen sind, gewinnen sie die Fähigkeit, die Bodenreaktion zu regulieren und werden zu gefährlichen Zerstörern, jedoch nur bei zu stark fortgeschrittener Entbasung.

Bei der Umsetzung der Gemengteile des Bodens, der Verwitterung, tritt ein Abbau der primären Mineralien ein, da sich in den von HARRASSOWITZ unterschiedenen Stadien Entbasung, Entkieselung und Siallitbildung vollzieht. Im letzten Stadium tritt eine endgültige Zerlegung der Silikate in ihre drei Bausteine: Basen, Kieselsäure, Tonerde ein, es wird dafür der Ausdruck „Destruktion“ eingeführt. Die bezeichnenden Umbildungen im Boden sind die Bodenzeolithe, im Sinne von HARRASSOWITZ adsorptionsfähige basenhaltige Siallite, von GANSSSEN Aluminiumsilikate, von RAMANN Silikat-aluminate, von SCHLOESING Kolloidton. Die Eigenschaften der Basen-Adsorption und des Basenaustausches spielen eine ganz besondere Rolle und werden ausführlich besprochen. Mit der Entbasung hängt die Versauerung der Böden zusammen, bei deren Behandlung noch unveröffentlichte Untersuchungen WIEGNER's verwandt werden.

Die Kennzeichnung des Bodens als dynamisches System macht sich in den Veränderungen und Verlagerungen bemerkbar, die zur Profilbildung, Differenzierung des ursprünglich homogenen Gesamtbodens in abge sonderte, morphologisch gut ausgeprägte Horizonte führen. Im wesentlichen handelt es sich um die Vorgänge der Auswaschung und Anhäufung, die ausführlich erörtert werden. Als dritter Vorgang ist die Durchschlammung zu bezeichnen; sie kann nur stattfinden, wenn sich Kolloide im Solzustand befinden. Wenn Tonerde und Kieselsäure in Freiheit gesetzt werden, so können drei Fälle der Durchschlammung eintreten. Im Lateritgebiet wandert SiO_2 und Al_2O_3 bleibt übrig, bei der Podsolbildung wandern beide, doch bleibt immer noch etwas SiO_2 zurück, im Ssolonetz wird Tonerde unter Einfluß des Na^+ -Ions weggeführt und SiO_2 wird angehäuft. Gerade diese Ausführungen enthalten eine Fülle geologisch wichtiger Daten über Anreicherung von Stoffen verschiedener Art.

Der Hauptsatz des dritten Teils, der Bodengenetik ist, daß die Bodenarten durch die Typen der Bodenbildung bestimmt sind. Es lassen

sich dabei verschiedene Typen der Zersetzung und Neubildung, der Auswaschung und der Anhäufung, im ganzen 22 Einzelprozesse feststellen. Diese treten aber nicht in jeder willkürlichen Kombination auf, sondern nur gewisse Typen zeigen eine korrelative Verbindung von Einzelvorgängen. Dabei ist es wesentlich, noch zwischen unentwickelten und entwickelten Typen zu unterscheiden. Bei den unentwickelten ist zwischen ekto-, endo-adydynamischen und scheinbar adydynamischen Zuständen zu unterscheiden, je nachdem ob eine typische Bodenbildung infolge vorherrschenden ungünstigen Klimas — zu kalt oder zu trocken — infolge schwer angreifbaren Gesteins — z. B. Quarzit —, infolge zu jungen Alters des Bodens unterbleibt.

Klassifikation der typischen bodenbildenden Prozesse.

Abteilung: Unentwickelte Bodenbildung

- I. Klasse: ektoadynamischer Zustand
- II. Klasse: endoadynamischer Zustand
- III. Klasse: scheinbarer adydynamischer Zustand.

Abteilung: Entwickelte Bodenbildung

- I. Klasse: Zeolithbildung
 1. Unterklasse: Zeolithbildung in Gegenwart der Alkalisalze
 2. Unterklasse: Zeolithbildung nach Dealkalisation.
- II. Klasse: Degradierung
 1. Unterklasse: Degradierung der Alkalisalzböden
 2. Unterklasse: Degradierung der Kalkböden.
- III. Klasse: Destruktion
 1. Unterklasse: Sauerhumusdestruktion
 - A. bei Oxydation
 - a) keine oberirdischen Humusanhäufungen
 - b) Bildung des Podsolrasens
 - c) Rohhumusbildung
 - d) epigenetisch entstehende Moostorfschicht
 - B. bei Reduktion
 2. Unterklasse: Kohlensäuredestruktion
 - A. ohne Durchschlammung
 - B. bei Durchschlammung.

Die zonale Verteilung der Bodentypen ist erst in neuerer Zeit erkannt worden. Im ganzen erhält man folgende Charakteristik der kälteren und wärmeren Zonen der Erde:

Kalte Zone: Humusbildung, Siallitisierung, Sauerhumuszersetzung

Heiße Zone: kein Humus, kein Siallit, Kohlensäurezersetzung.

Ein wichtiger Faktor sind die Pflanzenvereine, die daher im einzelnen zur Darstellung gelangen.

Die Abhängigkeit der Bodenbildung von Klima und Pflanze tritt besonders gut in Erscheinung, wenn man Länder wie Europa wählt, wo eine Zone langsam in eine andere übergeht. In sehr interessanten Tabellen werden die Übergänge von N nach S und von O nach W gezeigt.

Die Besprechung einzelner Bodentypen und Bodenarten folgt der oben wiedergegebenen Klassifikation.

Zu den unentwickelten Böden gehören Skelettböden und Triebssand der humiden Regionen, Wüstensande und Sandwüsten, Böden auf rezenten Ablagerungen.

Bei den entwickelten Böden werden als erste Klasse die Böden mit Zeolithbildung besprochen, wobei zu betonen ist, daß die dominierende Richtung der bodenbildenden Prozesse namengebend verwandt wird. Die Zeolithbildung zeigt eine sehr enge Abhängigkeit vom Salzgehalt, weil die Koagulation, welche die Basen hervorrufen, eben eine Vereinigung der kolloiden Spaltungsprodukte zu Zeolithen ist. Zwei Unterklassen sind zu unterscheiden: alkalischhaltige und dealkalisierte, nur kalkhaltige Böden. Bei der ersten Unterklasse sind graue Böden der Halbwüste, Grauerde und braune Böden der Wüste, weniger salzhaltige und humusführende, schon mit Verlagerung der Sesquioxide zu unterscheiden. Die dealkalisierten Böden mit hohem Gehalt an Ca^{++} stellen einen sehr stabilen Typus dar, mit kastanienfarbigen Böden der Halbwüste und dem Tschernosiom. Auswaschung und Verlagerung fehlen fast gänzlich.

Die zweite Klasse stellen Böden mit Degradierung dar. Hier liegt ein sekundärer, bodenbildender Vorgang vor, der bei schon fertigen Böden zu einem Zerfall der Zeolithe führt. Die Degradierung wird unter saueren und alkalischen Bedingungen durchgeführt. Entbasung, Enttonung und Entkieselung können eintreten. Bei der alkalischen Degradierung sind zu unterscheiden: die Versalzungen der Oberfläche mit Wüstenkrusten, Ssolontschak, Ssolonetz. Die Sodabildung der letzten Gruppe bedingt intensiven Angriff auf die mineralischen Bestandteile. Die Zeolithe verschwinden und Kieselsäure wird angereichert. Im zweiten Stadium entsteht die Ssolodisierung, die schließlich zur Versauerung und einer Profilbildung, ähnlich wie beim Podsol, führt.

Die saure Degradierung findet sich beim Tschernosiom und führt schließlich zur Bildung grauer Waldböden.

Die dritte Klasse wird von Böden mit destruktiver Bodenbildung dargestellt. Das Bezeichnende aller destruktiven Prozesse ist die definitive Entbindung der Bestandteile des Alumosiliciumkernes und das Freiwerden der Sesquioxide. Drei typische Fälle treten dabei auf:

„1. Sesquioxide und Kieselsäure werden ungefähr in demselben Maße durchgeschlämmt;

2. die freigewordenen Bestandteile werden gar nicht oder in unbedeutendem Maße aus dem Orte ihrer Entstehung fortgeführt;

3. die Kieselsäure verschwindet, Tonerde und Eisen bleiben an Ort und Stelle liegen.

Diese drei Fälle kennzeichnen die drei wichtigsten Unterklassen der destruktiven Bodenbildung, namentlich die Bildung der Bleicherde, die Bildung der Braunerde und die Bildung der Laterite.

Der Zerfall des Alumosiliciumkernes ist selten an den morphologischen Veränderungen des Bodenprofils direkt bemerkbar. Große morphologische

Umwandlungen ruft die Durchschlammung und die auf ihr beruhenden Verlagerungen der Stoffe hervor, nicht der Zerfall an sich. Wir müssen daher ein Maß der Destruktion suchen und finden es in der chemischen Analyse, in der Feststellung des Quotienten k_i ."

So ergibt sich als I. Unterklasse die Podsolierung, der sich als zweite Unterklasse Böden der Vermoorung anschließen.

Die III. Unterklasse, Böden der Lateritisierung, faßt die echten Laterite, Roterden und die Braunerden zusammen, ein Abschnitt der weniger als die vorhergehenden befriedigt, da dem Verf. verschiedene mitteleuropäische Arbeiten unbekannt geblieben sind und die Literatur überhaupt wenig zahlreich ist.

Ein Schlußteil beschäftigt sich mit der Theorie der Bodenfruchtbarkeit, dem allgemeinen Teil der angewandten Bodenkunde. Von besonderem Interesse ist die Betrachtung des Ackerbodens als dynamisches System. Der normale Kulturboden ist reich an zeolithischen, organischen oder auch mineralischen adsorptionsfähigen Bestandteilen, die mit Ca^{++} -Ionen gesättigt sind. Die Fruchtbarkeit beruht auf dem Gehalt an basischem Humus. Die Krümelstruktur ist der Hauptfaktor einer normalen Bodenphysik.

Ein Literaturverzeichnis, nach einzelnen Kapiteln gegliedert, und ein Sachregister schließen sich an.

Die selbständige und folgerichtige Art, mit der der früher in Rußland, jetzt in Belgrad tätige Verf. das umfangreiche und schwierige Gebiet erfaßt, läßt die Lektüre des Buches zu einem hohen Genuß werden. Jeder auf dem Gebiet der Bodenkunde arbeitende Wissenschaftler wird viel Neues an Auffassung und Tatsachen davon lernen. Die Kritik der Geologen und Mineralogen darf freilich nicht ganz unterdrückt werden. Der erste Teil (Zusammensetzung der Erdrinde und Entstehung der klastischen Sedimente) zeigt, daß Verf. auf diesem Gebiet nicht zu Hause ist. Hier müßte bei einer hoffentlich bald nötigen Neuauflage durchgreifend geändert werden. Es sei nur auf die Definition der Böden, die auch für Sedimente gilt, auf die falsche Verwendung des Wortes „Zeolith“ für die basenhaltigen Bodensillite, die Behauptung, daß typische Bodenbildung nur auf aufgelockerten Gesteinen möglich wäre, die Verwechslung von sedimentären und Verwitterungsvorgängen, auf manche mineralogische Einzelheiten hingewiesen.

Harrassowitz.

P. Vageler: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. (Für Pflanze und Studierende.) (Verlagsgesellschaft f. Ackerbau m. b. H., Berlin SW 11, 1930. 10 Tafeln. 2 farbige Bodenprofile. 217 S.)

Über Bodenarten der Tropen gab es bisher nur wenig zusammenfassende Literatur. Einem Büchlein von O. MANN: „Die Bodenarten der Tropen und ihr Nutzwert“, das sehr allgemein gehalten war und offenbar über analytische Daten kaum verfügte, folgten nur Spezialdarstellungen, wie die von MOHR über Java und Sumatra, die ebenfalls keine analytischen Daten wiedergaben. Im Jahre 1923 gab MARRUT eine Darstellung von Afrika unter Beifügung einer vollständigen Bodenkarte. Es stellte sich aber heraus, daß dies doch eine zu frühzeitige Zusammenfassung war und ein klares spezifisches Bild nicht ge-

wonnen werden konnte. 1928 gab VAGELER holländisch einen Überblick über Böden in Niederländisch-Indien, der z. T. allgemeine Gültigkeit beanspruchen konnte. Eine erste allgemeine Zusammenfassung unter Verwertung zahlreichen analytischen Materials wurde von HARRASSOWITZ 1929 im Handbuch der Bodenlehre gegeben.

Das vorliegende Buch von VAGELER ist freudig zu begrüßen. Wissenschaftlich und praktisch ist VAGELER gleich gut vorgebildet. Er kennt nicht nur die Landwirtschaft in den verschiedenen Klimaten der tropischen und subtropischen Gebiete der Erde auf Grund langjährigen Aufenthaltes, sondern hat sich auch während seiner Tätigkeit an deutschen und ausländischen bodenkundlichen Forschungsinstituten durch umfangreiche Studien das nötige Rüstzeug zur Abfassung eines solchen Werkes in hervorragender Weise geschaffen. Es ist kaum jemand so wie er geeignet, eine umfassende Darstellung zu geben. Das Buch ist, wie im Vorwort ausgesprochen, in erster Linie für den praktischen Pflanzler in den Tropen und Subtropen bestimmt. Infolgedessen ist es in allgemeiner und flüssiger Form geschrieben und auch für denjenigen gut lesbar, der sich noch immer vor dem Studieren chemischer Analysen scheut. Der streng wissenschaftliche Charakter ist aber durchaus vorhanden und eine Fülle neuartiger Gesichtspunkte bedingt, daß neben zahlreichen anderen Interessenten auch der Geologe zu dem Buch greifen muß, wenn er sich aus irgendwelchen Gründen mit den Tropen beschäftigt.

Nach einem einführenden Kapitel über die theoretischen und praktischen Aufgaben der tropischen Bodenkunde, in dem besonders der klimatische Extremzustand und die Bedeutung der Bodenanalysen betont werden, folgt ein 2. Absatz über die Gesteine und Mineralien als Ausgangsmaterial der Bodenbildung und Bodenbewertung. Einfache Untersuchungsmethoden, vor allem für die Trennung nach dem spezifischen Gewicht werden angegeben. Wenn auch die tropischen Verhältnisse im Vordergrund stehen, so kann dieser Absatz und ein späterer über die Verwitterung der Gesteine durchaus als moderne Einführung in die bodenkundlich wichtigen Verwitterungsvorgänge dienen.

In dem 3. Teil werden die Vegetationsformen der Tropen und Subtropen als Lieferanten organischer Substanzen im Boden besprochen. Hier sind eine Menge Angaben über das verschiedenartige Auftreten des Humus gegeben, wie sie in gleicher Weise noch nicht vorhanden sind. Nach einer Übersicht über die Bedeutung des Klimas und der Abhängigkeit ihrer Wirkung von der Bodenoberfläche und Vegetation kommt die Entstehung der tropischen und subtropischen Böden zur Behandlung. Die Verwitterung der Gesteine wird auf moderner Grundlage besprochen. Die Umlagerung des Bodens, die in den Tropen eine besondere Rolle spielt, wird ausführlich gewürdigt und danach die verschiedenen Bodenprofile besprochen. [Hier stellt sich eine erfreuliche Übereinstimmung der Anschauungen VAGELER's mit denen des Ref. dar, obgleich die des letzteren sich nur auf das Studium fossiler tropischer Böden und Laboratoriumsuntersuchungen rezenter tropischer Bodenprofile gründen. Ref.]

Schließlich folgt dann auf den letzten 40 Seiten die Besprechung prak-

tischer Fragen, wie zweckmäßige Bodenwahl und physikalisch-chemische Gesichtspunkte für den Pflanze. Ein Literaturverzeichnis ist angefügt, das sich auf diejenigen Veröffentlichungen beschränkt, die in Buchform erschienen und daher leicht zugänglich sind. Die Titel sind freilich nur in äußerster Knappheit wiedergegeben, selbst die Jahreszahlen sind nicht angeführt, ein Fehler, der bei einer hoffentlich bald erscheinenden neuen Auflage behoben werden kann.

Auf Einzelheiten einzugehen, ist nicht möglich, da außerordentlich viel neue, interessante Beobachtungen vorliegen, die geologisch eine Auswertung nach verschiedenen Richtungen hin gestatten.

Harrassowitz.

Norman M. Comber: An introduction to the scientific study of the soil. (London 1929. 192 S. 22 Fig.)

Das Buch ist zunächst für Studierende der Landwirtschaft geschrieben und soll von vornherein einen kurzen Abriß des gesamten Gebietes geben. Es eignet sich in hervorragender Weise dazu, einen Überblick über den modernen Ausbau der Bodenkunde als selbständige Wissenschaft zu bekommen. Besonders wertvoll ist eine sachlich gegliederte Literaturübersicht, in der freilich englisch geschriebene Arbeiten überwiegen. Nach kurzer Erörterung über gesteinsbildende Mineralien und Verwitterungsvorgänge wird die Herkunft der organischen Substanz im Boden und ihre Bedeutung besprochen. Die genetischen Typen werden im Anschluß an die russischen Forschungen dargestellt. Die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Bodens, als die für die landwirtschaftliche Praxis zurzeit in erster Linie in Frage kommenden, sind in einer Reihe von einzelnen Kapiteln abgehandelt. Besonders ausführlich sind natürliche Kolloide und die Frage der Absorption dargestellt.

Harrassowitz.

Kurt Utescher: Boden und Bodenuntersuchung. (Zs. f. Pflanzen-ernährung, Düngung und Bodenkunde. A. 18. H. 3/4. 1930. 203—217.)

(Zusammenfassung des Verfassers.)

1. Der Boden ist ein selbständiges, überwiegend durch Gesteinsverwitterung und unter dem vorherrschenden Einfluß des Klimas entstandenes Gebilde, zu dessen Untersuchung besondere Methoden angewandt werden müssen.

2. Chemische und physikalische Methoden erfassen die im Boden wirkenden Kräfte in gleicher Weise, nur in anderer Erscheinungsform und mit anderen Darstellungsmitteln. Beide Arten von Methoden haben ihre volle Berechtigung.

3. Die chemische Bodenanalyse ist zur umfassenden Charakterisierung eines Bodens und zur Aufklärung genetischer Zusammenhänge nicht zu entbehren; in ihrer differenzierten Form bietet sie gegenüber der Bauschanalyse wesentliche Vorteile. Der Auszug mit konzentrierter kochender Salzsäure erfolgt hierbei, wie aus früheren Arbeiten des Verf.'s (1928 und 1929) hervorgeht, zweckmäßig nach der Methode der Preuß. Geol. Landesanstalt.

Harrassowitz.

2. Heutige Verwitterung.

Olof Tamm: An experimental study on clay formation and weathering of felspars. (Meddelanden fran statens skogsforsoksanstalt. H. 25. Nr. 1. 1929. 28 S. 14 Fig.)

Verf. berichtet über außerordentlich belangreiche experimentelle Untersuchungen. Harte Mineralien wurden in einem Rotationsapparat einer Behandlung ausgesetzt und es entstanden dabei durch die gegenseitige Reibung Partikel von Dimensionen, die für Ton charakteristisch sind ($2\ \mu$ — $0,2\ \mu$). Wenn ein Feldspat in reinem Wasser auf diese Weise behandelt wurde, so wurde ein kleiner Teil sehr schnell zersetzt und das Wasser wird alkalisch. [Dies läßt sich schon im Achatmörser ohne weiteres zeigen. Ref.] Diese Zersetzung erreichte ihr Ende, sowie bei Mikrokin pH 10,7, bei Oligoklas pH 11,1 erreicht wurde. Wenn Säuren zugegen waren, wurden sie bis zu den genannten Grenzen neutralisiert. In den Zerstörungsprodukten befanden sich erhebliche Mengen von Wasser, die weder im Vakuum über Schwefelsäure noch bei Erhitzung auf 105 — 110° ausgetrieben werden konnten. Die erhaltenen Zersetzungsprodukte reagierten schnell mit Wasserstoffionen. Innerhalb des Bereiches pH 10—6 scheint damit ein Basenaustausch verknüpft zu sein, indem der Wasserstoff von den Teilchen reversibel absorbiert wurde. Oligoklas wurde im selben Bereich irreversibel zersetzt. In dem Bereich pH 6—3 wurden nicht nur Alkalien, sondern auch Aluminium-Ionen in Freiheit gesetzt. Dies entspricht durchaus den natürlichen Verhältnissen, da in stark sauren Böden, wie schon aus früheren Untersuchungen des Verf.'s hervorgeht, Aluminium nicht angereichert wird. Man kann aus den Ergebnissen Schlüsse auf die Entstehung von Kaolin ziehen, der offenbar nur unter pH 6—11 entsteht. Feldspatpartikelchen mit den Dimensionen $0,2$ — $0,5\ \mu$ reagieren schon mit Wasserstoffionen unter Befreiung von Basen. Bei einer Größe der Partikelchen über $2\ \mu$ trat die Reaktion nicht entsprechend ein. Dies dürfte für die Aufnahme von Nährstoff durch die Pflanzen von Bedeutung sein, da erst bei genügender Kleinheit der Bodenteilchen die von den Pflanzen gebrauchten Nährstoffe frei werden. **Harrassowitz.**

Fred. W. Freise: Verfrachtung von Lagerstättenbestandteilen durch Huminsäuren. (Metall u. Erz. 27. 1930. 442—445.)

Die kleine Arbeit ist von außerordentlicher Bedeutung, da sie, ganz abgesehen von ihrer unmittelbaren Anwendung für Lagerstätten, die große Bedeutung der Huminsäure in den Tropen zeigt, von deren Wirken man bisher mehr Vermutungen als sichere Erfahrungen hatte. Verf. geht von der bekannten Erscheinung aus, daß bereits einmal ausgebeutete Schichten von Goldseifen nach einer Reihe von Jahren wieder in Angriff genommen werden können, da sich in ihnen wieder ein neuer Edelmetallgehalt angesammelt hat. Man rechnet in Brasilien mit einer Zeit der Erneuerung von 5—10 Jahren. Eine vor 20 Jahren erschöpfte Lagerstätte wies 1928/29 $4,5$ — $5,2\ \text{g/t}$ Gold auf. Da eine mechanische Zuführung nach der ganzen Art der Lagerstätte nicht in Frage kam, war nur chemische Verfrachtung möglich. Es wurden

nun Laboratoriumsversuche mit dem Einfluß künstlicher Huminsäure auf Goldblech und Goldkörner gemacht. Es stellte sich dabei heraus, daß die Huminsäuren metallisches Gold schon in sehr geringen Konzentrationen — 0,25 bis 0,3 % — angreifen, wenn nur genügend Zeit zur Verfügung steht und der Zutritt des Sauerstoffes der Luft verhindert wird. Der Reinheitsgrad des Edelmetalles scheint dabei ohne Einfluß auf die Angreifbarkeit durch die Huminsäuren zu sein. Das Ergebnis der Versuche wird in 3 verschiedenen Tabellen dargestellt.

Nachdem die Ermittlungen mit den aus Braunkohle hergestellten Huminsäuren zum Abschluß gekommen waren, wurden größere Versuche mit Moorwasser oder Schwarzwasser aus Urwaldgebieten vorgenommen. Unter normalen Feuchtigkeitsverhältnissen gibt 1 ha derartigen Urwaldes etwa 8—11% seiner Bestandsmasse zum Abbau; wohl 80 % dieser vegetabilischen Massen verfallen einer sehr schnellen Gärung, bei welcher nur ganz geringe Mengen als Moder zurückbleiben. Etwa 20 % geben Veranlassung zur Bildung der so häufigen Schwarzwässer. Diese sauerstoffarmen oder gar sauerstofffreien Gewässer sind, wie alle Moorwässer, durchaus klar und haben eine stark saure Reaktion. Bemerkenswert ist, daß, namentlich am Orte des Hervorkommens aus der Vegetationsdecke, stets Milchsäure nachgewiesen worden ist. Es wurden gewöhnlich 0,05—0,67 %, ja in einem Falle 1,54 % gefunden.

Unter dem Einfluß dieser Wasser findet eine weitgehende und schnelle Zersetzung der anstehenden Gesteine statt. Zunächst verschwinden die Alkalien und Erdalkalien, wobei Eisen- und Manganverbindungen relativ angereichert werden. Darauf folgt dann schnelle Zerstörung auch dieser Gemengteile, und dann die von Tonerde- und Phosphorsäure-Verbindungen. Die Edelmetallgemengteile verschwinden mit den ersten Bestandteilen. Es bleiben also wesentlich Kieselsäure und dazu Zirkoniate, Stannate, Wolframate und Titanate übrig. Ein Kieselskelett bleibt am Ende des Zersetzungs-vorganges zurück. Glatt geschliffene Platten von Kalkstein, Gips, Spateisenstein, Eisenglanz, Braunstein werden selbst in sehr verdünnten Schwarzwässern in kurzer Zeit narbig, riefig oder glanzlos. [Es handelt sich also bei den beschriebenen Zersetzungserscheinungen um schärfste Einwirkung von Humussäure, die, wie Ref. bekannt, zu einer Abfuhr der Sesquioxyde und Anreicherung der Kieselsäure führt. In unserer Podsolierung läßt sich dies ja schon deutlich beobachten. Ref.]

Die Metalle werden offenbar als Humate transportiert. Sowie diese mit atmosphärischer Luft in Verbindung kommen, werden die Metalle oxydiert und die Hydroxyde von Eisen, Mangan und auch Kupfer fallen aus. Hinsichtlich der Edelmetalle liegen die Verhältnisse etwas anders. Die Bindung der Humussäure mit ihnen wird erst durch ein Zusammentreffen der Lösung mit stark mineralisierten Bodenwässern zerstört. Hierzu sind unter normalen Verhältnissen die im Untergrund zirkulierenden Carbonat- und Sulfatlösungen hinreichend. Verf. hat auch Versuche darüber gemacht, wie weit die Humussäureauslaugung zur praktischen Gewinnung von Gold verwandt werden kann. Auf die Beziehungen zur Ortsteinbildung und den tertiären Eisen- und Manganerzen wird hingewiesen.

Harrassowitz.

B. Polynow: Das Muttergestein als Faktor der Bodenbildung und als Kriterium für die Bodenklassifikation. (Soil Research. Bodenkundliche Forschungen. 2. Nr. 2. 1930. 165—178.)

Die Bodenbildung hängt zunächst vom Klima ab und danach lassen sich die bekannten verschiedenen Bodentypen unterscheiden. Außerdem macht aber das Muttergestein seinen Einfluß geltend, so daß jeder Bodentypus danach in verschiedene Bodenarten zerfällt. In erster Linie spielen Kalkgesteine eine Rolle. Sie üben immer und allerorts einen gewissen Einfluß auf die Bodeneigenschaften aus, indem sie die Kennzeichen des klimatischen Bodentypus bald abschwächen, bald verstärken. Da Roterdebildung nicht nur auf Kalk, sondern auch auf anderen Gesteinen möglich ist, so ist Kalk als Muttergestein immerhin von stetigem Einfluß auf die Eigenschaften der rotfarbigen Böden der tropischen und subtropischen Breiten. Kalk schwächt den allitischen Charakter in lateritischen Gegenden ab und verstärkt den siallitischen im Gebiet der mediterranen Roterden. Die Quarzsande rücken die geographischen Grenzen der Podsolbildung auseinander und dringen sowohl im S in dem Gebiet des Steppengürtels als auch im N in die arktische Tundra vor. Als weitere wichtige Gruppe wäre auf die tonigen Sedimente und die Eruptivgesteine nebst kristallinem Schiefer hinzuweisen. Man könnte die Böden auf Eruptivgesteinen als primär bezeichnen, im Gegensatz zu den sekundären auf Sedimentgesteinen. Freilich gibt es hierbei mancherlei Übergänge, da ja die Arkosen Eigenschaften zeigen, die Böden der Eruptivgesteine durchaus entsprechen.

In einer Tabelle wird ein allgemeines Schema für eine Klassifikation der Muttergesteine aufgestellt, die für die Gliederung eines jeden klimatischen Untertypus der Böden dienen soll.

Harrassowitz.

J. van Baren, unter Mitwirkung von Prof. **A. Te Wechel,** Dr. **L. Möser** und **C. van Aggelen:** I. Vergleichende mikroskopische, physikalische und chemische Untersuchungen von einem Kalkstein- und einem Löß-Bodenprofil aus den Niederlanden. — II. Vergleichendes Studium von einem Kalkstein-Bodenprofil aus Holland und einem Kalkstein-Bodenprofil aus Java. (Mitt. d. Geol. Instituts d. Landbouwhoogeschool in Wageningen [Holland]. Nr. 16. 1930. 1 Karte. 29 Mikrophotographien. 10 Abb. 3 Fig.)

In selten vollständiger Methode werden in der vorliegenden Arbeit mehrere Bodenprofile untersucht. Der Profilbeschreibung folgt eine exakte physikalische Bestimmung der Farben nach verschiedenen Methoden. Die Korngröße wird angegeben, Hygroskopizität und Wasserkapazität gemessen. Von den chemischen Eigenschaften wird der Gehalt an CaCO_3 (in Essigsäure löslich), der auswechselbare Kalk und die Wasserstoffionenkonzentration einzeln bestimmt. Es folgen dann: Bauschanalyse, Salzsäure- und Schwefelsäureauszug, die in der von HARRASSOWITZ benutzten Art ausgeführt werden. Schließlich findet noch eine mikroskopische Untersuchung der Mineralien statt. Von allen Analysen werden die Verwitterungsquotienten

von HARRASSOWITZ (Verf. schreibt hier versehentlich Verwitterungsfaktoren) berechnet. Ferner erfolgt eine Umrechnung der Bauschanalysen, wie sie durch STREMMER eingeführt wurde, und zwar, indem Al_2O_3 2¹ gesetzt wird. Alle Angaben werden mehrfach in Tabellen zusammengestellt, so daß ein wertvoller Überblick ermöglicht ist.

Aus der Untersuchung des 5teiligen Lößprofils ergibt sich zunächst, daß die in ihm befindlichen Mineralien teils aus senonen, teils aus tertiären Ablagerungen von Südlomburg und den Nachbargenden herkommen, und zwar ist dem Tertiär offenbar mehr entlehnt als dem Senon. Eine frühere Meinung, daß der südlomburgische Löß eine ausgeblasene Grundmoräne wäre, muß daher aufgegeben werden.

Das 4teilige Kalkstein-Verwitterungsprofil zeigt eine ziemlich starke Entkieselung und Entbasung. K ist in der Ackerkrume nur 0,28. Gegenüber dem B-Horizont ist aber in der Ackerkrume schon wieder eine leichte Anreicherung von Kieselsäure festzustellen. [Sehr auffällig ist in dem Salzsäureauszug der Ackerkrume der hohe Wert von ki mit 5,46. Er steht in seiner Höhe abseits von sämtlichen Salzsäureauszügen, die nach derselben Methode angefertigt sind. Vielleicht beruht dies darauf, daß der Verwitterungsboden sich aus erheblichen Mengen einer tonigen Zwischenschicht zusammensetzt. Auch diese ist ausführlich untersucht und zeigt im Salzsäureauszug den für marine Pelite kennzeichnenden hohen Wert von 13. Ref.] Auch in dem Lößprofil scheint sich ein B-Horizont deutlich auszuprägen, da bei 1 m Tiefe ki seinen höchsten Wert mit 13,80 erreicht. Die Verwitterung verläuft hier qualitativ intensiver, aber gleichmäßiger als beim Kalkstein; die Entbasung ist nicht so stark wie bei diesem.

Nachdem der niederländische Kalkstein ausführlich untersucht war und in einer früheren Abhandlung des Verf.'s die Verwitterung javanischer Kalksteine in Bauschanalysen studiert worden war, ergab sich von selbst die Frage, wie die Verwitterung von Kalkstein unter tropischem Klima oder tropischem Regenlima im Gegensatz zu dem feucht-gemäßigten und kühlen Klima verläuft. Zu diesem Zweck ist eine ausführliche Untersuchung eines braunen Kalkbodens von Buitenzorg auf Java erfolgt. Verf. kommt zu dem Schluß, daß im Vergleich zu Maastricht in Java SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , H_2O , Hygroskopizität und Zahl der Mineralien zugenommen hätten. Er vermutet, daß stetige vulkanische Stoffzufuhr die größere Zahl der Mineralien und bei der chemischen Analyse eine Zunahme von SiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O verursacht habe. Entkieselung und Entbasung soll nicht stattgefunden haben. [Verf. kommt dadurch zu dem auffallenden Ergebnis, daß er die Bauschanalysen unmittelbar miteinander vergleicht. Er stellt die Werte in ausführlichen Tabellen einander gegenüber und berechnet den entstandenen Verlust und Gewinn. Diese Methode ist schon früher abgelehnt worden, da man sie nur anwenden könnte, wenn man sich auf die Gewichtseinheit bezieht. Da dies aber aus praktischen Gründen zumeist unmöglich ist, sind ja die Berechnungsmethoden von HARRASSOWITZ und STREMMER eingeführt worden. Wenn man die Verwitterungsquotienten betrachtet, muß man feststellen, daß tatsächlich in Java sowohl Entkieselung als auch Entbasung stattgefunden

hat. Allerdings sind die beiden Vorgänge in Südlimburg intensiver. Dies erklärt sich aber daraus, daß der in Frage kommende Kalkstein aus Südlimburg mehr frische Mineralien führte, als der von Java. Daß es sich in Java um einen typisch tropischen, gelreichen Boden handelt, ergibt sich aus den geringen Mengen auswechselbaren Kalkes, die die absolut starke tropische Entbasung ohne weiteres anzeigen. In Südlimburg handelt es sich um 0,329 %, in Java aber um 0,088 %. Die Menge salzsäurelöslichen Materials, die man ja als Maßstab für die neuentstandenen Gele betrachtet, ist in Java rund dreimal so groß. Die Zunahme an Gelen wird besonders schön belegt durch die hohen Werte für Hygroskopizität und Quellung, die auf Java herrschen. Ref.]

Der Arbeit ist eine kurze niederländische Zusammenfassung, eine Reihe Abbildungen des holländischen Bodenprofils und verschiedene Abbildungen der gefundenen Mineralien, eine Kartenskizze der Korngröße, eine graphische Darstellung des Verlaufes verschiedener Molekular-Verhältnisse und eine solche über Wasserkapazität und Hygroskopizität beigegeben.

Harrassowitz.

M. V. Agafonoff: Sur quelques sols rouges et Bienhoa de l'Indochine. (Soil Research. 2. Nr. 2. 1930. 184—196.)

In der Arbeit werden Verwitterungsprodukte von Basalt, und zwar allitische Roterde, Allit, Anreicherungskruste (Bienhoa) beschrieben. Die Roterden sind am weitesten verbreitet. Bei der Verwitterung wird zuerst Olivin zerstört, aus dem sich Bowlingit bildet. Dann folgt die Zersetzung der Plagioklase und Augite. Der Bildung von Tonerdehydrat schließt sich die des amorphen Stilpnosiderits an. Einzelne Quarzkörner sind der Roterde offenbar durch den Wind zugeführt. In Proben von Cambodge und Annam spielt Quarz eine so große Rolle, daß in der Bauschanalyse nur der hohe Glühverlust auf den allitischen Charakter hinweist. In Suzannah wird die Unterlage der Roterde von einem „blauen Ton“ gebildet, der offenbar einen Zersatz darstellt. Die wichtigsten Analysen aus Cochinchina seien auf Seite 400 wiedergegeben.

Harrassowitz.

S. J. Tomkeieff: On the weathering of cheviot granite under the Peat. (Proceed. of the University of Durham, Philosophical Society. 7. P. 4. 233—243.)

In den Cheviot Hills findet sich ein rötlicher Granit, der äußerlich frisch erscheint, aber u. d. M. erkennt man, daß er stark zersetzt ist. Die Feldspäte sind gewöhnlich sericitisiert. Unter Torf kommt nun ein Geschiebelehm vor, in dem sich Granitgerölle befinden. Diese sind vollständig ausgelaugt und gebleicht und stark porös geworden. Bei den einzelnen Geröllen kann man feststellen, daß im Innern alle Feldspäte vollständig sericitisiert und die Eisenmagnesium-Mineralien in Chlorit und Eisenoxyhydrat zersetzt sind. Nach außen stellt sich die weiße Zersetzungsmasse ein, in der nur noch Quarz,

Tableau I.
Analyses chimiques globales des sols rouges et des formations analogues de Cochinchine.

	Anloc			Suzannah					
	Terre rouge (no. 1) Pro- fondeur 0 m. 50	Terre rouge (no. 6) Pro- fondeur 5 m. 50	Basalte décomp. (no. 10) Profondeur 9 m. 50	Basalte frais (A. Lacroux)	Terre rouge (1 à 5 cm)	Terre rouge (5 à 60 cm)	Bientha (no. 8)	Argile bienne	Gravier laté- ritique
SiO ₂	30,98	29,30	43,14	50,46	29,18	29,96	10,80	32,04	21,42
Al ₂ O ₃	27,65	26,65	19,00	15,00	24,91	28,75	11,25	23,37	20,91
Fe ₂ O ₃	19,54	21,72	13,94	3,06	18,06	18,61	57,85	16,58	35,16
FeO	1,85	2,26	1,85	7,96	2,26	1,66	1,64	2,47	1,23
MgO	0,32	traces	2,23	7,32	traces	traces	traces	traces	traces
CaO	0,32	0,44	1,72	8,72	1,00	0,48	0,96	0,98	0,64
Na ₂ O	0,12	0,27	1,28	2,93	0,19	0,21	0,27	0,21	0,22
K ₂ O	0,24	0,24	1,12	1,45	0,13	0,20	0,05	0,42	0,32
TiO ₂	3,18	3,82	2,10	1,82	4,10	3,62	2,52	6,24	2,61
MnO	0,39	0,31	0,36	0,18	0,49	0,28	0,55	0,67	0,19
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,24	0,44	0,49	0,28	0,55	0,67	0,19
H ₂ O +	12,41	12,18	7,44	0,76	15,94	13,18	12,36	13,59	13,05
H ₂ O —	2,54	2,79	5,89	0,24	3,62	3,02	1,57	3,10	2,74
Cl	0,09	0,06	0,05	0,24	0,04	0,06	0,06	0,08	0,05
Summe	99,85	100,15	100,36	100,34	100,41	100,34	100,27	100,15	100,34

weißer und noch etwas dunkler Glimmer zu sehen ist. Es ergibt sich für das zersetzte Material folgende chemische Analyse:

SiO ₂	70,67
Al ₂ O ₃	20,57
Fe ₂ O ₃	0,29
MgO	0,31
CaO	1,16
Na ₂ O	1,31
K ₂ O	3,02
CO ₂	Spur
H ₂ O +	1,78
H ₂ O —	0,57
Summe	99,68
Porenvolumen	18,50 %
Spez. Gew.	2,597

Aus einer Umrechnung dieser Analyse auf Mineralien ergibt sich, daß das Gestein hauptsächlich aus 38,38 % Glimmer und 41,54 % Quarz besteht. Es wird vermutet, daß die Sericitbildung ein erstes Stadium der Kaolinitisierung darstellt. Kaolin ist aber nicht entstanden. Er kommt erst unter älteren Ablagerungen organischen Ursprunges vor. [Daß die Arbeit im Gegensatz zu anderen, neueren Untersuchungen steht, wie denen von BLANCK und RIESER, wird von dem Verf. selbst betont. Es scheint auch nicht überzeugend, daß bei dieser Verwitterung Sericit entstanden ist, da doch schon von dem roten, äußerlich frisch erscheinenden Granit berichtet wird, daß seine Feldspäte gewöhnlich sericitisiert wären. Ref.]

Harrassowitz.

T. V. M. Rao: A study of bauxite. (Mineralogical Society. 21. Nr. 120. 1928. 407—430. 6 Fig.)

Nach einer historischen Einleitung werden die Analysen von Verwitterungsversuchen wiedergegeben. Ein Basalt wurde auf verschiedene Art und Weise, mit Säuren, Alkali-Carbonat, Kohlensäure, Wasser und Humus-säure behandelt. Es ergibt sich, daß Alkali-Carbonate den größten Einfluß besitzen. [ki des frischen Gesteins ist 3,5, ki des erhaltenen Verwitterungsproduktes ist 2,67, mithin ist K 0,76. Damit ist eine Entkieselung erzielt, die über die bei anderen Verwitterungsversuchen beobachtete hinausgeht. Ref.] Verf. gibt darauf eine kurze Besprechung von Lateriten aus Indien, Britisch-Guiana, Goldküste, Irland und Frankreich, unter Beigabe von Analysen. Bei einigen Analysen von Vorderindien und Britisch-Guiana wird das Grundgestein dargestellt und Verlust und Gewinn berechnet unter der Voraussetzung, daß der Titangehalt sich nicht verändert hat. Auf Grund von Säureauszügen wird dann zu beweisen versucht, daß in den besprochenen Gesteinen ein Aluminiumhydrat vorkommt. [Durch exakte physikalisch-chemische Untersuchungen ist die Hinfälligkeit dieser Ansicht schon seit einiger Zeit bekannt. Ref.] Der Gibbsit im Laterit soll sekundären Ursprunges sein und sich durch Hydration von dem Bauxit bilden. Der Ausdruck Bauxit wird hier also

für ein Mineral gebraucht. Diaspor kommt im Laterit niemals vor. [Bei Anwendung des Begriffes Laterit im üblichen Sinne ist dieser Satz durchaus richtig. In den französischen und anderen Alliten ist aber Diaspor tatsächlich nachgewiesen worden. Verf. nennt aber das französische Material ebenfalls Laterit. Ref.] Verschiedenste Mineralien wie Feldspat, Glimmer, Siallit, Turmalin, Hämatit, Magnesit, Limonit, Pyrit, Ilmenit, Rutil, Anatas und Sphen, teils primären, teils sekundären Ursprungs, sind im Laterit gefunden worden.

Harrassowitz.

Gerhard Richter: Über die Bauxite der Provence. (Zs. f. prakt. Geol. 38. 1930. 75—78. 4 Abb. im Text.)

Über die spezielle geologische Stellung der französischen Bauxite ist bisher außerordentlich wenig bekannt. Die vorliegende Arbeit ist daher sehr freudig zu begrüßen. Auf stratigraphischem Wege werden die Transgressionen in der Oberen Kreide und damit die Stellung des Allites wiedergegeben. Je weiter man von Toulon aus nach N vorschreitet, desto ältere Schichten bilden das Liegende des Bauxites. Da schließlich das Cenoman auf dem Bauxit transgrediert, ist das Alter als albisch festgelegt. Die Hauptfaltung des Gebietes fällt in die Zeit des Oberen Eocäns. Dabei wurde die Schichtenfolge in weit ost—westlich streichende Falten gelegt, die oft das Ausmaß von Deckenbildungen erreichen. Wir finden den Bauxit heute nur in den oft recht schmalen Kreidemulden, die zwischen den abgetragenen Sätteln erhalten geblieben sind. Aus einem nur flüchtig beschriebenen Profil soll hervorgehen, daß vor der Sedimentation des hangenden Teiles eine vorübergehende Ablagerungs-Unterbrechung, Enteisung und damit Bleichung stattgefunden hat. Da das Profil nicht genau beschrieben worden ist und auch keine chemischen Analysen vorliegen, muß bezweifelt werden, ob die vollständig isoliert stehende Beobachtung richtig ist.

Harrassowitz.

M. Weigelln: Beitrag zur Kenntnis des dalmatinischen Bauxits. (Zs. f. prakt. Geol. 38. 1930. 123—126. 4 Abb. im Text.)

In dem Aufsatz wird unter Beigabe mehrerer Profile ein kurzer Überblick über die dalmatinischen Bauxite gegeben, der nichts Neues bringt. In dem Profil Abb. 1 ist die Diskordanz am Monte Kalun nicht richtig dargestellt. Ausführlich wird das taschenförmige Vorkommen des Allites besprochen, doch ist dem Verf. entgangen, daß darüber schon neuere Arbeiten vorliegen. Verf. möchte annehmen, daß der dalmatinische Bauxit einem festländischen Lateritgebiet entstammt. Durch Hebung des Festlandes „wurde dann die Lateritmasse aufgeweicht und dem ebenfalls flacher gewordenen Meere zugeschwemmt“. Die klastischen Bestandteile der Lateritbedeckung und die kieselsäurereichen gelangten nicht bis in das jetzige dalmatinische Bauxitgebiet, wohl aber die am leichtesten flotierenden Kolloide oder Suspensionen. Es erfolgte dann eine Ausflockung und ein Niederschlag des Bauxites als Gel. Dieses verfestigte sich allmählich zum heutigen, verhältnismäßig wasserarmen Erz. [Wie ein Laterit aufgeweicht werden soll, ist gänzlich unvorstellbar, da er doch eine feste Masse darstellt und keinen

ohne weiteres wieder suspendierbaren Ton. Der Angabe, daß kieselsäurereiche Bestandteile der Lateritbedeckung nicht bis in das jetzige dalmatinische Bauxitgebiet gelangt wären, widerspricht doch die Tatsache, daß wir in Dalmatien zahlreiche sehr kieselsäurereiche Allite besitzen. Verf. kennt offenbar außer den Gebieten am Kalun keine weiteren. Ref.] **Harrassowitz.**

T. V. M. Rao: Bauxite from Kashmir. (The Mineralogical Magazine and Journ. of the Mineralogical Society. 22. Nr. 125. 1929. 87—91.)

Das in Frage kommende Bauxitvorkommen von 7—10 Fuß Mächtigkeit überlagert einen Kalkstein, der wahrscheinlich älter als Trias ist. An der Basis befindet sich eine dünne Zone einer kieseligen Breccie, randlich geht der Allit in Ton über und wird von eocänen, kohligten Schichten überlagert. Der weißlichgelbe Bauxit, der organische Substanz führt, zeigt einen massigen Charakter. Sphärolithe sind nicht selten. Manchmal sieht man schichtige Struktur und Druckklüftung. U. d. M. kann man ebenfalls Schichtung erkennen. An Mineralien läßt sich Diaspor, Hämatit und Limonit, Ilmenit und Anatas nachweisen. Eine gewisse Menge Hydrargillit und gelegentlich auch Turmalin ist vorhanden. Aus 6 Bauschanalysen ergibt sich ein meist nur geringer Gehalt an SiO_2 . Al_2O_3 ist in den kieselsäurearmen Varietäten von 71—81% vorhanden. Der Wassergehalt bewegt sich zwischen 12 und 15 %. Aus der Analyse und dem mikroskopischen Bild ergibt sich, daß der Gehalt an Aluminium und Wasser von Diaspor und dem subkristallinen Boehmit abhängt. Aus den lateritisierten Tönen entstand Bauxit. Obgleich einige Prozesse noch nicht klar sind, wandelte sich der Bauxit [der Ausdruck ist offenbar allgemein als Anhäufung von Tonerdehydrat-Gehalt gemeint, Ref.] in Boehmit um. Der Diaspor entstand durch Metamorphose. Ähnlich ist in Naxos der Diaspor entstanden. [Aus der Arbeit geht nicht klar hervor, daß das untersuchte Material für Vorderindien ganz isoliert steht. Der normale Allit Vorderindiens liegt, ungestört und nur durch Abtragung zerschnitten, als Decke auf Silikatgesteinen. Dieser als Laterit zu bezeichnende Allit zeichnet sich durch seinen hohen Wassergehalt aus, der nur in tonerereichen Gesteinen unter 20 % heruntergeht. Die Zahl der hierhergehörigen Analysen ist, wie sich aus einem Vergleich sämtlicher veröffentlichten Analysen ergibt, so gering, daß man zweifeln muß, ob die angegebenen niedrigen Werte überhaupt richtig sind. Der Laterit ist ein Trihydrallit. Die Allite von Kashmir weichen von allen übrigen vorderindischen dadurch ab, daß sie auf Kalk liegen, gestörte Lagerung besitzen und sich durch geringen Wassergehalt auszeichnen. Der Wassergehalt ist so gering, daß er nur wenig von dem für das Monohydrat zu berechnenden abweicht. Die Allite von Kashmir sind ganz typische Monohydrallite, denen nur geringe Mengen Trihydrat beigemischt sind. Beiläufig sind Allitanalysen mit Tonerdewerten über 70 % nur in sehr geringer Zahl bekannt. Ref.]

Harrassowitz.

M. W. Senstius: Studies on weathering and soil formation in tropical high altitudes. (Proceed. of the Americ. Phil. Soc. 69. Nr. 2. 1930. 45—97.)

In seinem Buche „The Soils of Java and Sumatra“, Amsterdam 1922,

hat MOHR die Zusammenhänge zwischen Klima und Bodenbildung in Niederländisch-Ostindien klarzulegen versucht. Da aber analytische Daten vollständig fehlten und die Beschreibung unabhängig von modernen chemischen Untersuchungen geliefert war, war Veranlassung, entsprechende Untersuchungen vorzunehmen. [Der von dem Verf. betonte Mangel des MOHR'schen Buches läßt einen Anschluß seiner Untersuchungen an andere unmöglich erscheinen, insbesondere können die MOHR'schen neuen Fachausdrücke wie Lixivium und Altopallescium nicht übernommen werden. Die modernen Untersuchungen, wie über Laterit, haben bei ihm infolge des Mangels einer chemischen Unterlage keine genügende Berücksichtigung gefunden. Ref.]

Vor allen Dingen soll die Frage nachgeprüft werden, wie weit in größeren Höhen der Tropen Podsol vorkommt. Es wurden daher auf Java und den Philippinen eine Reihe von Böden in Höhen von rd. 1100—3265 m untersucht. Nach der äußeren Beschreibung der Profile handelt es sich deutlich um Podsolierung. Die Böden sind stark sauer, pH ist in den angeführten Beispielen an der Oberfläche meist niedrig und in der Tiefe erscheinen höhere Werte. Der Humusgehalt nimmt in der Tiefe ab, aber selbst in Tiefen von 50 cm sind noch erhebliche Mengen nachzuweisen. Daß Podsolierung vorliegt, ergibt sich aus den Beziehungen von Kieselsäure und Tonerde. An der Oberfläche nimmt die Kieselsäure zu, während die Sesquioxide nach unten hin an Menge zunehmen. Verf. kommt also zu dem Schluß, daß in den untersuchten Hochgebirgen der Tropen Podsolierung deutlich auftritt. Aber der ausgelaugte Horizont ist mächtiger, als man dies gewöhnt ist, was wohl mit dem starken Regenfall zusammenhängt. Die Böden sind als „podsoliert“ zu bezeichnen. Ein echter Podsol ist freilich nicht zu finden. In den Analysen stellt sich nämlich heraus, daß die Alkalien und Erdalkalien an der Oberfläche in größerer Menge vorhanden sind. Dies beruht darauf, daß vulkanische Aschen in jüngster Zeit über das Gebiet verstreut worden sind und eine Verschiebung der analytischen Daten verursacht haben.

Am Schluß wird noch die Frage diskutiert, auf welchem Wege der Transport der Sesquioxide zustande gekommen ist. **Harrassowitz.**

K. Hummel: Termitenbauten und ihre geologische Bedeutung. (Senckenbergiana. 1930. 356—363. 8 Abb.)

Aus der Arbeit interessiert hier nur eine bestimmte Angabe: „Die Termiten leben in erster Linie in den tropischen Savannen und Trockenwäldern, die sich klimatisch durch den Wechsel von Regenzeit und Trockenzeit auszeichnen. Dies sind zugleich die Gebiete der Bildung von Laterit und Krusteneisensteinen. Laterit und Eisenkrusten zeigen häufig eine eigentümliche, löcherige Struktur. Man spricht von sog. Zellenlaterit. Bei der geschilderten großen Häufigkeit der Termiten gerade in den Gebieten der Lateritbildung halte ich es doch für wahrscheinlich, daß ein erheblicher Teil der sog. Zellenlaterite auf die Tätigkeit der Termiten zurückzuführen ist.“

Es hätte nur Zweck, über den vermuteten Zusammenhang etwas zu äußern, wenn ein chemischer Nachweis geführt worden wäre. Der Reichtum der Termitenbauten an Pflanzennährstoffen spricht allein schon gegen die schon von KOERT einmal ausgesprochene Vermutung. **Harrassowitz.**

4. Bodenkunde.¹

Frederick A. Burt: Soil Mineralogy. A discussion of mineralogy in its application to soil studies. (New York 1927. 82 S. 6 Fig.)

Das kleine Buch gliedert sich in 4 Hauptteile und ist dazu geeignet, dem mineralogisch weniger Bewanderten einen Überblick über die im Boden vorkommenden Mineralien zu geben.

Teil I beschäftigt sich mit den allgemeinen Eigenschaften der Mineralien, liefert einen Überblick über die in Frage kommenden chemischen Elemente und charakterisiert kurz die wichtigsten Verwitterungsvorgänge in chemischer Beziehung, wie Hydratation, Oxydation, Hydrolyse usw.

Es folgen dann als Teil II auf 3 Seiten Tabellen zur Bestimmung der Mineralien mit einfachen Hilfsmitteln und schließlich eine kurze Beschreibung der Mineralien. Auf mikroskopische Eigenschaften wird nicht eingegangen.

Am Schluß folgen einige Tabellen, die die Häufigkeit der Mineralien darstellen, den verschiedenen Widerstand gegenüber der Verwitterung, die Volumenänderung bei dem Übergang in Verwitterungsprodukte.

Harrassowitz.

K. K. Gedrolz: Der adsorbierende Bodenkomplex. (Sonderausgabe aus den Kolloidchemischen Beiheften. 1929. 112 S. Nach der 2. Auflage des Originals aus dem Russischen übersetzt von H. KURON.)

Der wichtigste Teil des Bodens, der auch die Grundlage einer Bodenklassifikation geben muß, ist der adsorbierende Bodenkomplex. Er besteht chemisch aus wasserunlöslichen salzartigen Aluminiumsilikaten und aus organischen und organo-mineralischen Verbindungen, die noch nicht genügend bekannt sind. Physikalisch ist er die Gesamtheit der Verbindungen, die in feinverteiltem Zustand im Boden vorhanden sind; wahrscheinlich fällt er mit dem Kolloidanteil des Bodens angenähert zusammen. Freilich sind die kolloiden Teilchen des adsorbierenden Komplexes zu Aggregaten von verschiedener Größe vereinigt (Sekundärteilchen), verkleben andere Bodenteilchen oder haften an ihrer Oberfläche. Der hohe Dispersitätsgrad der Teilchen verleiht dem Komplex ein großes Adsorptionsvermögen. Aus der salzartigen Beschaffenheit erklären sich die Austauschreaktionen.

Dieser Siallitkomplex ist nach STREMMER das Ergebnis eines vollständigen Zerfalles der Al-Silikate in die sie zusammensetzenden Oxyde, es bilden sich dabei keine bestimmten chemischen Verbindungen. Da aber durch Alkali nur wenig Al und Si gelöst wird, dürfte die Auffassung nicht richtig sein, wie sich durch Untersuchungen von BRADFIELD an künstlichem Gemenge zeigen läßt. Vielmehr entstehen unter Dispergierung einfache mineralische Verbindungen in kolloider Zerteilung und unter Kondensation kolloider Ausflockung der kolloiden Oxyhydrate von Si, Al, Fe. Letztere sind aber kein einfaches Gemisch, sondern es findet im wesentlichen eine chemische Reaktion statt. Daher ist auch keine Zusammensetzung nach stöchiometrischen Verhältnissen zu erwarten. Außerdem können aber aus echten

¹ Vgl. auch die auf S. 387—394 besprochenen allgemeinen Werke..

Lösungen von Fe, Al, Si chemische Verbindungen entstehen, die infolge ihrer geringen Löslichkeit kolloidal ausfallen.

Bei der Frage der Zusammensetzung des siallitischen Komplexes [Verf. sagt dafür Aluminosilikat. Es dürfte richtiger sein, den neutralen Namen Siallit zu nehmen. Ref.] kann es sich zunächst nur darum handeln, seinen allgemeinen elementaren Aufbau zu klären. Zu diesem Zweck muß er zunächst abgetrennt werden. Bei der üblichen Schlämmanalyse hat aber die letzte Fraktion ein Korn von 0,001 mm, befindet sich also noch weit über der oberen Grenze der kolloiden Größenordnung von $0,25 \mu$ (0,00025 mm). Tatsächlich ist es nach amerikanischen Untersuchungen aber nicht gleichgültig, wo die Grenze genommen wird. Mit der üblichen amerikanischen Methodik, die besonders an den ausführlich wiedergegebenen Tabellen einer Arbeit von ROBINSON und HOLMES erläutert wird, lassen sich die kolloiden Teilchen auch bei Verwendung der Ultrazentrifuge nicht vollständig abtrennen. Die einzelnen gewonnenen Fraktionen haben dabei verschiedene Zusammensetzung. Gegenwärtig ist das einzige Verfahren zu möglichst vollständiger Abtrennung des Siallit-Komplexes das vom Verf. angegebene der Sättigung des Bodens mit Natrium und nachfolgendes Auswaschen, was aber sehr mühsam und zeitraubend ist.

Über die Zusammensetzung des Siallit-Komplexes unterrichten verschiedene Arbeiten. ROBINSON und HOLMES untersuchten 45 Böden verschiedener amerikanischer Staaten, die unter sehr verschiedenartigen klimatischen Bedingungen standen. Tabellen der Bauschanalysen, der Verhältnisse $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ und $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} : \text{R}_2\text{O}_3$ nebst Jahresmittel der Temperatur und der Niederschläge und Bodenfarbe sind wiedergegeben. Es ergibt sich, daß die Quotienten stark wechseln, aber miteinander starke Korrelation besitzen. [Es handelt sich dabei um den vom Verf. betonten Zusammenhang von Entkieselung und Entbasung, der besser mit den Quotienten $k_i = \text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ und $ba = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ herauskommt. Es ist sehr bezeichnend, daß die an der Spitze stehenden Analysen $k_i = 1,42 - 2,16$ aufweisen und damit ohne weiteres zeigen, daß freie Tonerde vorhanden sein wird. Rote Farben werden nur bei diesen Böden angegeben.]

Außerdem ergibt sich eine deutliche Korrelation mit dem Jahresmittel der Niederschläge. [JENNY wies inzwischen darauf hin, daß der Einfluß der Temperatur beim Vergleich von Böden gleicher Befeuchtung ebenfalls deutlich wird.]

Ausführliche Wiedergabe erfahren auch Arbeiten von GILE, ANDERSON und MATTSON, JOSEPH u. a., die verschiedene physikalisch-chemische Eigenschaften mit dem Quotienten $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ vergleichen. Verf. hebt die außerordentlich große Arbeit des amerikanischen Bureau of Soils hervor. „Es muß indessen bemerkt werden, daß diese riesige Arbeit leider bei weitem nicht alles das bieten kann, was man hätte von ihr erwarten können, wenn als Grundlage für die Auswahl der Muster ein genetisches Merkmal gewählt worden wäre.“ Sicher werden die verschiedenen Eigenschaften voneinander abhängig sein, doch wird infolge des verschiedenen Aufbaues der adsorbierenden Komplexe keine vollständige Parallelität der Werte auftreten können. Jedenfalls sind aus den verschiedenen Arbeiten keine sicheren Schlüsse zu ziehen.

Aus eigenen Untersuchungen an zwei Tschernosemen ergab sich, „daß wenigstens für die Gesamtheit aller ultramechanischen Fraktionen die allgemeine Gesetzmäßigkeit zutrifft, die für alle gröberen Bodenfraktionen gilt: je feiner die Fraktion, desto niedriger ihr Gehalt an SiO_2 und desto höher der an Sesquioxiden“. Bei der Behandlung mit Natrium wird CaO und MgO , aber nicht K_2O verdrängt.

Von sehr großer Bedeutung ist die Feststellung, daß durch die Behandlung mit HCl und KOH eine vollständige Zerstörung des Siallitkomplexes erreicht werden kann [mit anderen Worten, daß die in neuerer Zeit besonders vom Referenten wieder stark benutzte Methode VAN BEMMELEN's auf dem richtigen Wege vorwärts geht].

Den ganzen adsorbierenden Bodenkomplex kann man dem kolloid-zerteilten Anteil des Bodens gleichsetzen. Die Kolloidteilchen liegen teils in Aggregaten, Sekundärteilchen vor, teils verkitten sie gröbere Bodenkörner, teils haften sie auf deren Oberfläche. Die Haftfestigkeit, die Größe der entstehenden Aggregate, das Verhalten gegenüber der zerteilenden Wirkung des Wassers wird vom Zerteilungsgrad der Primärteilchen abhängen. Selbstverständlich wird auch die Gesamtmenge dabei eine Rolle spielen.

Eine besondere Rolle spielt die Art der adsorbierten Kationen. Herrscht Sättigung an Ca , Mg , Al , Fe vor, so handelt es sich um ein hydrophobes Kolloid, das mit Wasser eine amorphe Masse gibt, die nicht gequollen ist. [Viele tropische Böden, die reich an Al , Fe sind! Ref.] Ist der adsorbierende Komplex mit Alkalien, besonders Na , gesättigt, so ist er zu den hydrophilen Kolloiden zu rechnen, die mit Wasser eine gelatineartige, stark quellende Masse bilden. [Manche mitteleuropäische Lehme. Ref.] Die aufteilende Wirkung des Wassers steht in unmittelbarer Beziehung zur Art der Kationen, die den Boden sättigen. Im Na -gesättigten trockenen Boden werden mehr oder minder große stark verklebte Brocken, im Ca -gesättigten Boden aber nur kleine Aggregate entstehen. [Ein ausgezeichnetes Beispiel ist der Löß, der neben frischen Mineralien auch Ca -gesättigte Siallitgele enthält. Ref.] Daraus ergibt sich entsprechend, daß Na die zerstörende Wirkung des Wassers auf den adsorbierten Komplex am meisten fördert. Aus Böden dieser Art führt das Wasser besonders große Mengen an organischer Substanz und Siallitgelen hinweg. Dabei wird teils eine rein anspeichernde, teils eine zersetzende Wirkung des Wassers in Frage kommen. Wovon die Adsorptionskapazität des Bodens abhängt, läßt sich nicht sicher angeben.

In dem zweiten Kapitel, das fast die Hälfte der ganzen Arbeit darstellt, wird ein Überblick über die adsorbierenden Boden kationen und die Typen der Bodenbildung gegeben. Eine erste Hauptgruppe stellen diejenigen Böden dar, die im adsorbierenden Komplex keinen Wasserstoff enthalten (basengesättigte Böden). Hierher gehört der Tschernosem, der im adsorbierenden Komplex adsorbiertes Calcium und an zweiter Stelle adsorbiertes Magnesium enthält. Die Solontschak- und Scolonetzböden enthalten außer Calcium und Magnesium noch adsorbiertes Natrium, das schließlich in den solodisierten Böden weggeführt ist. Die zweite Hauptgruppe stellen diejenigen Böden dar, die im adsorbierenden Komplex adsorbierten Wasserstoff enthalten (basen-

ungesättigte Böden). Der adsorbierende Komplex nimmt hier seiner Aufteilung und Angreifbarkeit nach eine Mittelstellung zwischen dem Komplex ein, der nur adsorbiertes Calcium und Magnesium enthält, und dem, der mit Natrium ganz oder teilweise gesättigt ist. An diesen Böden ist mit Bestimmtheit die Neubildung vom mineralischen, adsorbierenden Komplex aus seinen Einzelbestandteilen feststellbar. Zwei Unterabteilungen ergeben sich:

1. der Laterittypus: Böden mit stark ausgeprägter Zerstörung des adsorbierenden Komplexes in der ganzen Mächtigkeit des Bodens. Starke Entkieselung, aber Anreicherung der Sesquioxide;
2. der Podsoltypus: Böden, bei denen die Zerstörung des adsorbierenden Komplexes nur in den Horizonten A_1 und A_2 stark fortgeschritten ist. Von den Sesquioxiden wird hauptsächlich Eisenoxydhydrat in Horizont B angereichert. Eine geringe Verarmung des Bodens an Kieselsäure findet statt.

Harrassowitz.

H. Kappen: Die Bodenazidität nach agrikulturchemischen Gesichtspunkten dargestellt. (J. Springer. Berlin 1929. 363 S. 35 Abb. 1 farb. Taf.)

Bei der großen Bedeutung, die die Reaktion im Boden beansprucht, unter Abhängigkeit der Verwitterungsvorgänge, sei auf das vorliegende Buch in Kürze hingewiesen. Das Auftreten der Bodenreaktionen wird geschildert, die Methoden zur Bestimmung werden angegeben und ausführlich das Pufferungsvermögen, die austauschenden Absorptionsvorgänge besprochen. Die Theorien von GANSEN gelangen ausführlich zur Erörterung. Verf. steht bei den Tonerde-Kieselsäure-Komplexen im Boden auf dem Standpunkt, daß es sich um chemische Verbindungen handelt. Bedauerlich ist dabei die zurzeit an verschiedenen Stellen in der bodenkundlichen Literatur zu beobachtende Erscheinung, daß das Wort Bodenzeolithe wieder mehr in den Vordergrund tritt. Es muß unbedingt Widerspruch dagegen erhoben werden, daß von Zeolithen im Boden und von Zeolithsäuren usw. gesprochen wird.

Harrassowitz.

Beskow, G.: Om jord artesnas Kapillaretet. En ny metod for bestämning av Kapillärkrafter (eller Kipallära stighöjden.) (On the capillarity of soils. A new method for determining the capillary pressure of soils [or the capillary rise].) (Sveriges geol. Undersökn. Årsbok. 23. Stockholm 1929. Ser. C. Nr. 356. 1—65.)

J. Braun-Blanquet unter Mitwirkung von **Hans Jenny:** Vegetationsentwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen. (Klimaxgebiet des *Caricion curvulae*.) Mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im schweizerischen Nationalpark. (Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. 63. Abt. 2. 1926. 183—349.)

Die Arbeit berücksichtigt besonders die Verhältnisse im schweizerischen Nationalparkgebiet. In dem 1. Teil wird die alpine Pflanzengesellschaft besprochen, wobei vor allen Dingen die Beziehungen im Boden im einzelnen nachgewiesen werden. Es interessiert hier der von JENNY verfaßte 2. Teil

„Die alpinen Böden“. Eine allgemeine Besprechung von Wasserstoffionen und ihre Bestimmung sowohl wie Pufferungskurven geben eine kurze und klare allgemeine Einführung in die Problemstellung. Die Abhängigkeit einzelner Pflanzen von bestimmter Wasserstoffionenkonzentration wird dann dargestellt. Aus der Untersuchung der Bodenreaktionen ergibt sich, daß die alkalischen und neutralen Böden immer sehr junges Alter haben, und daß sie allmählich in schwachsaure und starksaure übergehen. Dieser Entwicklungsgang gilt für die alpinen Böden überhaupt und ist eine Folge des per-humiden Hochgebirgsklimas. Unerwartet hoch ergibt sich die Menge des Flugstaubes, der an zwei verschiedenen Stellen gemessen wurde. Die alpine Vegetation ist offenbar zum großen Teil auf die Mineralzufuhr durch Flugstaub angewiesen. Aus der Flugstaubzufuhr erklärt sich auch die oft beobachtete Eigentümlichkeit, daß in Bodenprofilen der alleroberste Horizont weniger sauer reagiert, als die folgenden Schichten. Interessant ist die Bemerkung, daß nach den vorliegenden Flugstaubmessungen in 10—20 000 Jahren eine Mächtigkeit von 20 m erzielt werden könnte, natürlich vorausgesetzt, daß keine Verwitterung stattfindet.

Der Humus kommt in dem Parkgebiet in 2 Formen vor, als gesättigter und als ungesättigter Humus, letztere Art überwiegt. Von besonderem Wert ist die Feststellung, daß der Gang der pH-Werte vom Humusgehalt nicht beeinflußt wird. Aus der Verteilungstafel der beobachteten Humuswerte ergibt sich, daß ein Abbau der Humusstoffe auf 20—40 % erfolgt.

Die Bodenbildung ist in einem ersten Stadium Braunerde, bezw. auf Kalk Rendzina. Sie strebt dann der Podsolierung zu, die im Mittelland Endstadium ist, im Hochgebirge, mit 2500 mm Niederschlag und mittlerer Jahrestemperatur unter 0°, ist die Bodenbildung mit dem Podsolstadium noch nicht abgeschlossen. Die alpinen Humusböden geben erst das Endstadium wieder. Dies bedeutet im Profil, daß der Horizont A_1 dominiert.

Auf Einzelheiten der Arbeit kann hier nicht eingegangen werden. Sie ist in selten klarer Weise geschrieben und von Figuren und Tabellen begleitet. Die dauernde Veränderlichkeit des Bodens und der Vegetation, die zu leicht vergessen wird, ist dabei eines der wesentlichsten allgemeinen Ergebnisse. „Boden- und Vegetationsentwicklung, sich selbst überlassen, streben einem mehr oder weniger stabilen Endzustand zu, den man als Boden- und als Vegetationsklimax bezeichnet. Da aber nichts unveränderlich feststeht, so bildet auch der Klimax selbstverständlich nur einen relativen Ruhepunkt im Naturgeschehen. Klimaänderungen beeinflussen mittelbar und unmittelbar auch den Boden- und Vegetationsklimax.“

Harrassowitz.

Hugh H. Bennett and Robert V. Allison: The Soils of Cuba. (101 Fig. 4 Karten. 24 Tab. 410 S. Washington 1928.)

Das vorliegende Buch ist darum von besonderer Bedeutung, weil es zum erstenmal eine ausführliche Bodenbeschreibung eines tropischen Gebietes darstellt. Zahlreiche Analysen physikalischer und chemischer Art sind beigegeben und eine Fülle von Profilen dargestellt. Die Böden sind freilich in üblicher amerikanischer Methodik nach Familien und nicht nach

Bodentypen zusammengestellt. Infolgedessen ist eine Auswertung nur für den Spezialforscher möglich. Dies bedeutet aber zugleich, daß die üblichen Ableitungen, wie sie so gern in geologischen Arbeiten vorgenommen und zu Schlüssen auf tropisches Klima verwandt werden, doch nicht so sicher sein können. Die Einflüsse des Grundgesteines setzen sich in einer solchen Landschaft so sehr durch, daß man keineswegs überall lateritische Verwitterung findet. Von großem Interesse sind auch die starken Eisensteinanreicherungen, deren Ursachen nicht klar kenntlich sind.

In der großen farbigen Karte werden die Böden nach den einzelnen Familien dargestellt. Es würde von großem Interesse sein, diese Karte einmal nach Bodentypen durchzuarbeiten.

In einer großen Tabelle wird eine Übersicht über sämtliche Böden gegeben. Als erstes Einteilungsprinzip erscheint die Farbe. Keineswegs herrschen etwa die roten Farben vor, sondern es werden braune, rotbraune, schokoladenbraune, tiefbraune, graubraune, graue und auch schwarze Farben beobachtet.

Harrassowitz.

A. Gaël: Anleitung zur Untersuchung der Sande. (Redaktion von W. SSUKATSCHEW. Moskau 1930. Leningrad. 1—135. Format 13,5 × 20 cm. Mit z. T. nicht numerierten Profilen, Schemen und Abbildungen. Russisch.)

Das Büchlein stellt einen praktisch wichtigen Versuch dar, um Melioratoren und Pedologen einen kurzen Leitfaden für Untersuchung der Sandgebieten zu geben. Es behandelt Methoden der Untersuchung, Typen der Sande, Relief, Grundwässer, Bodenarten, Flora und landwirtschaftliche Ausnutzung der Sandflächen.

Peter Tschirwinsky.

A. Gaël: Die Sande der Terrassen am Don-Unterlauf, ihre natürlichen Bedingungen und ihre wirtschaftliche Bedeutung. (Verh. d. Forst- und Landwirtschaftsstationswesens. Zentrale Forstversuchstation. Lieferung IV. Leningrad 1930. Moskau. 1—195. Mit 50 Fig. Russisch. [Deutsch. Res. 189—192.]

Die Feldarbeit wurde in den Jahren 1926/27 unter der Leitung von Prof. W. SSUKATSCHEW ausgeführt; es sind die Massive von Zymljanskaja (43 000 ha) und von Romanovskaja (6200 ha) erforscht worden. Diese Untersuchungen hatten einen rein praktischen Zweck, aber sie bringen auch wissenschaftlich ziemlich viel Interessantes. Die Sande gehören 3 Terrassen an (die zweite erhebt sich 25 m über dem Sommerwasserstand des Don, die dritte nicht mehr als 45 m). Wahrscheinlich wird die dritte Terrasse zur Riß-, die zweite zur Würmzeit gerechnet. Vom Romanovskaja-Rayon ist gewissermaßen noch eine vierte, viel ältere Terrasse zu vermerken, die mehr als 100 m über dem Donniveau liegt.

Beide Sandterrassen weisen gut erhaltene Spuren vom Alluvialstadium der Täler auf: Flußbettwellen, Stränge und Ketten von Sandhügeln, Sandebenen mit alten Flußbetten usw.

Das Material des Oberflächensandes der Terrassen besteht aus 58 % Quarz. Bodenarten und Bodenbildung sind beschrieben. Auf den von Menschen

gar nicht oder wenig zerstörten Flächen kann man folgende Sandtypen unterscheiden:

1. Den Typus des tief humusierten Sandlehms,
2. den Typus der salzhaltigen Sande,
3. den Typus der mittelhumierten Grausande.

Infolge der Zerstörung und Zerstampfung entstehen die folgenden sekundären Typen:

4. Der Typus der halbzerstampften Sande,
5. der Typus der stark zerstampften Sande (russisch Kutschugury im Plural, singular Kutschugur) mit höckerigem „zerrissenem“ Relief und mit nicht vollkommen im Sande vergrabenen oder schwach humusierten Böden. Auf den untersuchten Sanden gibt es keine Barchane und Dünen. Der Trieb sand bildet Hügel mit unbestimmten Konturen ohne etwaige Neigung zum Vor- oder Weiterrücken. Der Sandzuwachs geht nicht dank dem Er-obern der Lehmsteppe und der Alluvionen durch vordringende Barchane vor sich, sondern infolge der Zerstampfung der Sandböden. Die größte Anzahl der Trieb sandbildungen ist eine Folge der Mißwirtschaft der Menschen. Weiter liegen landwirtschaftliche Charakteristik des Rayons und Meliorationsvorschläge vor, die hier nicht behandelt werden dürfen.

Das vorliegende Buch des jungen Verf.'s bringt eine schätzbare Erweiterung und Vertiefung der Grundarbeit von B. B. POLYNOW, die Sande des Dongebietes, ihre Böden und Landschaften, Leningrad 1926/27 (in zwei Teilen).

Peter Tschirwinsky.

Das Meer und seine Wirkungen.

Trainer jr., David W.: Mineral concentrates of beach sand. (The Amer. Miner. 15. 1930. 194—197.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. S. 288.

Krol, L. H.: De „woeste getijstroomen“ als geologisch verschijnsel. [Die „böartigen Gezeitenströme“ als geologische Erscheinung.] (De Mijning. 10. 1929. 137—139. Mit 1 Kärtchen.)

Bretz, J. H.: Bars of Channeled Scabland. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 643—702. 17 Textabb. 7 Taf. New York 1928.)

Albert Defant: Die vertikale Verteilung von Temperatur und Salzgehalt im Weltmeere. (Zs. der Gesellschaft f. Erdkunde. Berlin 1930. S. 28—42.)

Die für die Beurteilung der Sedimentation wichtigen Strömungen im Weltmeer finden ihren Ausdruck in der vertikalen Verteilung von Temperatur und Salzgehalt. Die Verteilung der Temperatur im freien Ozean zeigt von oben nach unten zunächst nur eine geringe Abnahme in der obersten Schicht, dann den hohen Wert von etwa $2\frac{1}{2}$ Grad für je 100 m bei etwa 700 m Tiefe und schließlich nur einige Tausendstel Grad für je 100 m ab 2000 m Tiefe. Die obere warme Wasserschicht wird mit dem Namen einer ozeanischen Troposphäre belegt und nach einer deutlichen Sprungschicht zwischen 600 und 800 m folgt bis zum Meeresboden die ozeanische Stratosphäre. Es wirken

einerseits die langsame physikalische Wärmeleitung und die raschere konvektive Wärmeleitung mit dem Endziel der völligen Isothermie und andererseits die wesentlich stärkere dynamische Konvektion. Die vertikale Temperaturverteilung ist somit in erster Linie eine Folge der ozeanischen Zirkulation. Daraus folgt auch, daß die unteren Schichten des Ozeans nicht in Ruhe verharren können. Auch für die Salzgehaltsverteilung ist die ozeanische Zirkulation maßgebend. Das läßt sich besonders gut am antarktischen Zwischenstrom zeigen, der in 700 m Tiefe ein Minimum im Salzgehalt aufweist. Man hat dies salzarme Wasser als Relikt aus der Eiszeit mit wesentlich anderen klimatischen Verhältnissen und vermehrter Vereisung des antarktischen Kontinents angesehen. Das ist unmöglich, denn der durch das Salzgehaltsgefälle erzeugte Salzstrom würde in 1—2 Jahren das Minimum des Zwischenstromes vernichtet haben. Umgekehrt läßt sich aus dem Salzgehalt die Strömungsgeschwindigkeit annähernd berechnen, die in diesem Falle etwa 5 cm/sek betragen dürfte. In anderen Tiefen der gleichen Gegend betragen die Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0,5 und 10,7 cm/sek. Diese Werte werden sich später noch mehr einengen lassen. Die sehr klaren Ausführungen enthalten noch weitere Zahlen und deren Ableitungen und sind eine vorzügliche Einführung.

Pratje.

W. H. Twenhofel: Magnitude of the Sediments Beneath the Deep-Sea. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 385—402.)

Es ist eine weit verbreitete Annahme, daß der Betrag der Tiefseesedimente im ganzen genommen gering ist. Verf. stellt es sich zur Aufgabe, zu untersuchen, wie weit diese Annahme berechtigt ist.

Was den Betrag des Materials anbetrifft, das den Tiefseeboden erreichen kann, so hat man zunächst zwischen solchem von organischer und anorganischer Herkunft zu unterscheiden. Bei ersterem ist dem Kalkbestandteil eine Tiefengrenze von 16 000 Fuß, dem Kieselanteil eine von 18 000 Fuß gesetzt. Der anorganische Bestandteil ist von verschiedenartiger Herkunft und zweifellos zum allergrößten Teil festländischer Herkunft. Der Betrag von suspendiertem festem Material in allen Meeren der Welt ist auf ca. 234 Milliarden Tonnen zu schätzen, das ist das 21½fache der Menge, die jährlich etwa von den Flüssen der Welt ins Meer geführt wird.

Die organische Kalk- und Kieselmaterie, die jährlich auf dem Boden der Meere abgesetzt wird, berechnet sich zu etwa 11,5 Milliarden Tonnen, was einer Ablagerung von ca. 110 mm pro Jahr entspricht.

Auf Grund verschiedener Berechnungen und unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Tiefsee im Paläozoicum vielleicht geringere Ausdehnung gehabt hat, als im Mesozoicum und heute, gelangt Verf. für die Mächtigkeit der Tiefseesedimente zu der Zahl von ca. 3750 Fuß = etwas über 1000 m. Im ganzen würden sich auf dem Ozeanboden 80 Millionen Kubikmeilen Sediment befinden! Demgegenüber schätzt Verf. alle jemals auf Kontinentalgebieten abgelagerten Sedimentmengen einschließlich der auf den heutigen Schelfen sich befindenden zu ca. 75 Millionen Kubikmeilen — also ungefähr denselben Betrag.

In weiteren Kapiteln wird dann die Verteilung dieser Beträge auf die einzelnen Sedimentarten diskutiert.

[Obwohl die angeführten Zahlen natürlich nur Schätzungen sind, die mit einem außerordentlich großen Unsicherheitsfaktor belastet sind, so können sie doch zu gewissen, wenigstens annähernden Vorstellungen auf einem Gebiet verhelfen, wo solche bisher ganz fehlten.]

Curt Teichert.

R. M. Field: Suggestions as to the study of marine sediments. (The Canadian Field-Naturalist. 42. 1928. 119—121. 1 Abb. 1 Karte.)

Der Aufsatz ist im wesentlichen propagandistisch. Er zeigt uns aber, daß man den Problemen der Flachseegeologie und der Erforschung der rezenten Sedimentationsverhältnisse allmählich auch in der Neuen Welt anfängt Interesse entgegenzubringen. Verf. nimmt auf seine Untersuchungen der Sedimente der Bahama-Inseln Bezug. Im übrigen sind uns seine Fragen und Forderungen, die hier als neu postuliert werden, seit langem durch die Forschungen von ANDRÉE, PRATJE, RICHTER und anderen ein wohlvertrauter Arbeitsstoff und — in Deutschland jedenfalls — bereits ein festgefügtes Glied unserer Wissenschaft. Wenn Verf. allerdings die Ansicht vertritt, man sollte sich nicht soviel um unbeweisbare Dinge wie die Organisation der Trilobiten oder das Wachstum der Batholithen kümmern, sondern lieber solche Dinge klären, die der unmittelbaren Beobachtung zugänglich sind und mit deren Hilfe man die Vorgänge der Vergangenheit deuten kann, so ist das wohl etwas über das Ziel hinausgeschossen.

Curt Teichert.

Diagenese.

H. Lasch: Über Manganerzkonkretionen vom Zellersee bei Mondsee. (Min. u. petr. Mitt. 1930. 40. 294—296.)

Es handelt sich um Krusten und Rinden von oxydischen Manganerzen auf einem, starke Auflösungserscheinungen zeigenden Kalksandstein. Die Analyse des Kernes (I) und der Rinde (II) ergab folgende Zahlen:

	I.	II.
SiO ₂	19,81	19,10
MnO ₂	—	13,92
MnO	0,23	2,86
Fe ₂ O ₃	1,67	37,68
Al ₂ O ₃	0,17	0,65
BaO	—	0,52
CaO	42,48	4,54
MgO	0,66	0,11
CO ₂	34,00	3,16
H ₂ O	1,20	18,32 (davon bei 110° 11,10 %)
Summe	100,22	100,86

Nach Abzug der Carbonate verbleibt für die Rinde ein mechanisches Gemenge von Limonit und Psilomelan mit hohem Gehalt an Mangansuperoxyd und H_2O .

Diese Psilomelankonkretion wird als metasomatische Bildung an Kalken durch zirkulierende, manganführende Kohlenensäurequellen aufgefaßt.

Chudoba.

V. Baturin: Sur l'albitisation de quelques roches sédimentaires dans la région de la Route Militaire de Géorgie. (Bull. du Comité Géologique. 47. Nr. 1. 1928. 55—63.)

Verf. hat das von V. P. RENNIGARTEN an der Militär-Grusinischen Straße (am südlichen Abhang des Kaukasus) gesammelte Material an sedimentären Gesteinen untersucht und an manchen Horizonten eine Erscheinung der Albitisation entdeckt. Es ist in der sogenannten „Gudomakar“-Zone der vermutlich jurassischen oolithischen und pseudoolithischen Kalksteine konstatiert. Die ausführlichen optischen Untersuchungen haben gezeigt, daß es sich ausschließlich um Albit handelt. Die Albitbildung ist durch hydrothermale Prozesse entstanden und ist weder an Kontaktmetamorphismus noch an Dislokationsmetamorphismus gebunden. Sie hängt hauptsächlich von der Reinheit des Calciumcarbonats ab. Alle feldspatisierten Kalksteine enthalten gewöhnlich mehr als 90 % $CaCO_3$. Die gleichzeitige Anwesenheit von sekundärem Quarz und Albit deutet auf die gleichzeitige Bildung derselben hin. Die Siliciumlösungen, aus der Tiefe kommend, haben auch die für Albitsynthese nötigen Elemente mitgebracht. **P. P. Sustschinsky.**

Sedimentgesteine.

North, F. J.: Limestones, their origins, distribution and uses. With a foreword by Sir Henry P. MAYBURY. (London. Th. Murby & Co. 1930. XXI + 470 S. 235 Abb. Preis 16 sh.)

E. Wepfer: Über die Entstehung von Schichtung. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 78. 1926. 57.)

Verf. hält viele Schichtfugen für sekundär entstanden, und zwar durch Lösung auf horizontalen Längsbahnen infolge des Wirkens des RIECKE'schen Prinzips unter Belastungsdruck. Das Ausmaß der mechanischen Verdrückung vieler Fossilien führt ihn zu dem Begriff der „Auslaugungsdiagenese“. Dasselbe ist in einer ausführlicheren Arbeit in dies. Jb. Beil.-Bd. 54 B behandelt.

K. Andréé.

Schönfeld, G.: Bemerkenswerte Rippeln im Turon von Pirna. (Senckenbergiana. 8. 296—297. Taf. 6. Frankfurt a. M. 1926.)

Richter, Rud.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. XV. Die Großrippeln unter Gezeitenströmungen im Wattenmeer und die Rippeln im Pirnaer Turon. (Senckenbergiana. 8. 297—305. Taf. 6. Frankfurt a. M. 1926.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. S. 604.

T. Miura: Distribution of Benthonic Organisms and Hardness of Sea Bottom. (Journ. Imp. Fisheries Institute. 25. 15—20. Tokyo 1929.)

Für die bisherigen allgemeinen Bezeichnungen wie Fels, Sand, Mudd usw. oder für die Größenverhältnisse der Sandkörner versucht Verf. eine Härtezahl der Sedimentoberfläche zu setzen, die dadurch gewonnen wird, daß eine Metallplatte mit bestimmter Kraft verschieden tief in den Boden gedrückt wird. Er hat einen Apparat konstruiert, der auf den Boden aufgesetzt und durch ein Fallgewicht ausgelöst wird und bei dem durch eine Feder ein Metallstab mit bestimmter Grundfläche hinausgeschneit wird. Die Lage des Stabes wird festgehalten, und das Eindringen in den Boden kann nach dem Aufholen gemessen werden. Verf. unterscheidet 9 verschiedene Bodentypen in seinem Versuchsgebiet der Tateyamamati-Bucht je nach ihrem Schlickgehalt. Bei den härteren Böden verwendet er Platten von 4 cm² Fläche, bei mittleren solche von 9 cm² und bei weichen solche von 12 cm². Er konnte eine zahlenmäßige Beziehung zwischen der Bodenklasse, also dem Schlickgehalt, der Länge des eingedrungenen Stabes und der zum Durchdringen nötigen Kraft feststellen. Außerdem wurden Beziehungen der Bodenfauna zu den Härtegraden gefunden.

[Sicherlich ist der „Härtegrad“ des Bodens ein für die Bodenfauna wichtiger Faktor, und diese Methode stellt einen beachtenswerten Versuch dar, schnell zahlenmäßig diese Eigenschaft zu erfassen. Die in den Tabellen gegebenen Werte sind Durchschnittswerte, und Verf. gibt leider nicht die Größe der Abweichungen vom Mittelwert an. Außerdem fehlt die Angabe, was er unter „Mudd“ (Schlick) versteht, so daß man seine Bodenklassen nicht vergleichen kann, und schließlich macht er leider keine Angaben, trotzdem er tauchend sein Instrument beobachtet hat, wie tief das 31,3 kg schwere Instrument in schlickigen Boden eingesunken oder bei sehr hartem etwa gesprungen ist. Die Fauna wurde durch Dretsch gewonnen, der PETERSEN-Greifer wäre wohl einwandfreier gewesen. Doch diese Anmerkungen sollen das große Verdienst an der Methode nicht schmälern.] **Pratje.**

P. D. Trask: Mechanical analyses of Sediments by centrifuge. (Econ. Geol. 25. 1930. 581—599.)

Verf. beschreibt die Anwendung der Zentrifuge bei der mechanischen Analyse von Sedimentgesteinen, vor allem bei der Vergleichung ölführender Schichten. Er schlämmt die Sande auf und bestimmt die Gewichtszunahme, die der Bodensatz in bestimmten Zeitabschnitten durch Sedimentation immer feinerer Teilchen erfährt. Er führt dies so aus, daß er die Suspension abhebert, in einzelne Teile zerlegt und sie verschieden lang zentrifugiert. Auf Grund des STOCKES'schen Gesetzes werden dann Fallkurven konstruiert, die für die verschiedenen Sedimente charakteristisch sind. [Einfacher und rascher erreicht man dies mit Hilfe des selbstregistrierenden WIEGNER-GESSNER'schen Sedimentationsapparates der Firma HUGERSHOFF-Leipzig, vgl. SCHNEIDERHÖHN, Ref. dies. Jb. 1930. I. 147. Diesen Apparat scheint Verf. nicht zu kennen, ebenso nicht die zahlreichen deutschen Arbeiten über die An-

wendung der Zentrifuge bei der mechanischen Analyse, die in den letzten Jahren von v. WOLFF, KUNITZ, H. MÜLLER, v. PHILIPSBORN, W. JÄGER u. a. erschienen sind. Ref.]

H. Schneiderhöhn.

R. Tuck: Classification and specifications of siliceous sands. (Econ. Geol. 25. 1930. 57—64.)

Verf. gibt eine Klassifikation der verschiedenen Sorten von Quarzsand, gegliedert nach den die Verwendungsmöglichkeit bestimmenden Eigenschaften, und führt die genauen Kennzeichen jeder Sorte an.

H. Schneiderhöhn.

E. Spencer: On some occurrences of spherulitic siderite and other carbonates in sediments. (Q. J. G. S. London 81. 1925. 667—705. 2 Taf. 6 Textabb.)

Sideritsphärolithe sind schon wiederholt beschrieben worden, ihre genetische Deutung findet nur mehr Anknüpfungspunkte in Arbeiten kolloid-chemischer Einstellung, wie denjenigen SCHADE's (1909/10) und BRADFORD's (1916).

Die fünf neu untersuchten Vorkommen stammen 1. aus dem Wealden von Fairlight, Sussex, 2. aus der obercarbonischen Blackband-Gruppe von Fenton Park, Staffordshire, 3. aus dem Obercarbon von Powell Duffryn, Süd-wales, 4. aus der Gondwana-Formation von Wankie, Rhodesia, 5. aus den indischen Steinkohlenablagerungen (Burakur- und Ranegange-Serie) des Damuda-Beckens.

Ein besonderes Präparationsverfahren (Beseitigung des Carbonates auf indirektem chemischen Wege) ermöglicht es dem Verf., im mikroskopischen Bilde der Sphärolithe die ursprüngliche Anordnung der eingelagerten Sedimentsubstanz zu ermitteln. Alle diese Sphärolithe treten in feinkörnigen Sedimenten auf, die fast ganz aus zerfallenen Pflanzengeweben oder aus mit Pflanzenmaterial durchsetztem Ton bestehen. Diese Süßwasserablagerungen entbehren bezeichnenderweise durchaus der kalkschaligen Fossilreste. Nur geringe Beimengungen von Dolomit finden sich in den Sideritsphärolithen.

Die Sphärolithe einer Fundstelle sind alle von ziemlich gleicher Größe. In größerem (mehr sandigem) Sediment sind sie weniger großwüchsig und zugleich weniger regelmäßig als im feinkörnigen Sediment. Die kleinsten Sphärolithe besitzen 0,5 mm Durchmesser, die größten 3 mm. Neben dem ausgeprägten radialen Gefüge erscheint nur untergeordnet Zonarbau, durch eingeschlossene Sedimentteilchen angedeutet. Diese Einschlüsse unterscheiden sich nicht von dem einbettenden Sediment und wurden von den wachsenden Sphärolithen umhüllt. Die abhängige Rolle des unbedeutenden Zonarbaues zeigt sich darin, daß er an den Kontaktflächen zwischen benachbarten Sphärolithen glatt abgeschnitten wird. Eine Verdrängung des Sedimentmaterials an die Peripherie der wachsenden Sphärolithe fand nur in geringem Umfange statt. Wachstumsunterbrechung und aufeinanderfolgende Fasergenerationen, wie bei KALKOWSKY's Stromatolithen, wurden nicht beobachtet.

An diese Befunde knüpfen folgende genetische Betrachtungen an. Wenn ein humusreiches Flußwasser in einen Süßwassersee eintritt, so können aus

solchem an löslichen Eisensalzen gewöhnlich sehrreichen Flußwasser Hydroxyde ausgefällt werden durch die besonders durch HARDER bekannt gewordenen Eisenbakterien. Andererseits können die Kalkschalen von Binnenseemollusken Eisencarbonat auf sich niederschlagen. Da im vorliegenden Falle der sehr kalkarmen Sideritknollen entsprechende Fossileinschlüsse vermißt werden, so bleibt nur die Annahme, daß eine Adsorption der Eisensalzlösung durch das feinkörnige oder kolloidale Sedimentmaterial erfolgte. Und zwar führte diese Adsorption wohl erst nach dem eigentlichen Sedimentationsvorgang zur sphärolithischen Abscheidung des Carbonates, sobald nämlich in dem sich verdichtenden semikolloidalen Sediment Übersättigung an Eisensalz eintrat. Die von vielen isolierten Zentren aus beginnende Kristallisation zeigt ihre Abhängigkeit von den Diffusionsmöglichkeiten in der Weise, daß bei stärkerer Diffusionshemmung schalige Strukturen auftreten, während in der Mehrzahl der Fälle ungestörtes radialfaseriges Wachstum zustande kommt. Im Gegensatz zu diesen Sideritsphärolithen zeigen die marinen oolithischen Eisenerze (Limonit und Glaukonit) ausgeprägteste Entwicklung des Schalenbaues, vielleicht infolge von besonders erschwerter Diffusion.

Außer diesen Süßwassersideriten untersuchte Verf. auch ein Sphärolithgestein aus einer Bohrung in Santo Domingo in Portugal, in welchem mehrere rhomboedrische Carbonate gemischt vorkommen, besonders Mn-Carbonat. Eine Analyse verzeichnet 10,4 % SiO_2 , 15,4 % Fe_2O_3 , 32,3 % Mn_2O_3 , 8,6 % CaO . Es handelt sich um eine Einlagerung in einem marinen Tonschiefer, wie der Gehalt an Radiolarien beweist. Letztere stecken in den Sphärolithen, häufig regellos verstreut, gelegentlich auch als Wachstumszentren. Das mikroskopische Bild liefert Anhaltspunkte für die Annahme frühdiagenetischer Entstehung auch dieser Carbonatsphärolithe.

Beobachtungen über die Wachstumsgrenzen aneinanderstoßender Sphärolithe (meist ebene Berührungsflächen, gelegentlich auch Konvexität des größeren gegen den kleineren Sphärolithen) geben Anlaß, die von POPOFF und HARDER entwickelten Gesetze über die Grenzflächen zu diskutieren. Wenn neben einem bereits im Wachstum befindlichen Sphärolithen ein zweiter sein Wachstum beginnt, so wird im Momente der ersten Berührung dessen Radius natürlich kürzer sein als der des ersteren. Vorausgesetzt, daß das radiale Wachstum der Zeit direkt proportional bleibt, resultiert weiterhin eine hyperbolische Grenzfläche, wie sich analytisch-geometrisch zeigen läßt. Wenn das radiale Wachstum aber der Wurzel aus der Zeit proportional wird, bezw. allmählich eine noch stärkere Verzögerung des radialen Wachstums eintritt, muß die Krümmung der Grenzfläche abnehmen oder schließlich in ihr Gegenteil umschlagen.

Wetzell.

V. N. Lubimenco et Rauser-Cernooussova: Sur les restes fossiles de la chlorophylle dans les sédiments limoneux marins. (C. R. 190. Paris 1930. 813.)

Die Verf. haben Schlamm aus Seen in der Prov. Twer und schlammige Sedimente des Schwarzen Meeres untersucht, indem sie annahmen, daß gewisse Farben durch die Gegenwart von Chlorophyll hervorgerufen werden.

Die spektroskopische Untersuchung bestätigte ihre Vermutung. Sie haben in alkoholischen Auszügen die dem Chlorophyll gehörenden Banden festgestellt. Die Farbe der Auszüge schwankt zwischen grüngelb bis goldgelb. Das Chlorophyll gehört den Diatomeen an. Weiter wurde eine Transformation von Chlorophyll in Chlorophyllan festgestellt.

Die abgestorbene organische Substanz bleibt erhalten und zersetzt sich nur sehr langsam in den Sedimenten, da der Sauerstoff fehlt.

M. Henglein.

Otto Gehl: Postglaziale Haushunde aus Schleswig-Holstein. Nebst einem Beitrag zur Canidenosteometrie. (Dissertation, Kiel, 1929.)

Aus der Arbeit interessieren an dieser Stelle die Untersuchungen über den Zusammenhang von Einbettungsmedium und Fossilisation in Torf. Verf. faßt diesbezüglich das Ergebnis seiner Untersuchungen in folgenden Worten zusammen:

„Die Konservierung der Weichteile ist auf die gerbende Wirkung saurer Humussubstanzen zurückzuführen, die darin besteht, daß die entgegengesetzt geladenen Eiweiß- und Humuskolloide eine Fällung herbeiführen. Auf der gleichen Wirkung beruht die Erhaltung von Krallen, Haaren und Haarpigment. Andererseits hat auch die Entkalkung der Knochen in den Hochmooren ihre Ursache in der Anwesenheit freier Humussäuren, die im Flachmoor durch den Mineralgehalt neutralisiert werden.“ **Harrassowitz.**

Erich Kaiser: Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. (Sitz.-Ber. d. Bayer. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Abt. 1927. 17—28. 4 Abb. auf 2 Taf.)

Der von LAWSON geprägte Begriff Fanglomerat bezieht sich auf eine bezeichnende Ablagerung ariden Klimas. Es handelt sich um eine unregelmäßige Mischung von grobkörnigen und grobstückigen mit feinkörnigen, sandigen und staubigen Bestandteilen innerhalb der einzelnen Bank, wobei die einzelnen Bruchstücke eine relativ geringe Abrollung haben. Fossile Fanglomerate sind sehr verbreitet. Es seien zunächst die bisher als Konglomerate bezeichneten terrestren Schichten des Deutschen Rotliegenden erwähnt. Bei altpaläozoischen Bildungen muß man freilich vorsichtig sein, da für die Bildung mancher Grauwacken, die ebenfalls oft eine Klassierung nach der Korngröße vermissen lassen, ganz andere Bildungsbedingungen anzunehmen sind. Bei der Anwendung des Begriffes für ältere Gesteine muß man beachten, daß die Fanglomerate mannigfach verändert sind. Verkalkung und Verkieselung tritt ein. Auch Verkittung durch Gips, Baryt, Eisenhydrate ist beobachtet. Auch die nachträglichen sog. diagenetischen Umwandlungen müssen beachtet werden. Am südlichen Rande des Ebrobeckens finden sich im Tertiär ausgezeichnete Fanglomerate, die nach dem Innern des Beckens zu abnehmen, während mergelige Zwischenlagen an Mächtigkeit gewinnen. Ganz allgemein werden in Sedimentationsbereichen ariden Klimas eindeutig Faziesübergänge festzustellen sein. Aus dem groblockigen Schutt eines Randgebirges wird man nach dem Innern des Beckens hin in immer feinkörnigeres Material hineinkommen, das schließlich Arkosen darstellt. In

kleinen Becken wird freilich die Fanglomeratbildung vorwalten. Die reine Salzausscheidung in den tiefsten Senken und die Durchtränkung der Gesteinsmehle und Arkosen würde die letzte, den Fanglomeraten gleichartige Fazies sein. Die Arkosen (aber nicht alle!) sind die feinkörnigen Fanglomerate ariden Klimas. [Der geschilderte Faziesübergang läßt sich von groben Schuttmassen bis in die Gesteinsmehle hinein ganz ausgezeichnet im Deutschen Rotliegenden beobachten, und zwar z. B. vom Spessart bis in die Saar—Saale-Senke hinein. Ref.]

Harrassowitz.

D. M. Reid: Salinity Interchange between Sea-Water in Sand and Overflowing Fresh-Water at Low Tide. (Journ. Mar. Biol. Assoc. 26. 1930. 609—614.)

Die Untersuchungen, die an der Nordküste Schottlands ausgeführt wurden, ergaben, daß sich der Salzgehalt in Sanden, die bei Ebbe von Süßwasser überflossen wurden, in geringer Tiefe bereits nur wenig ändert und in 25 cm Tiefe schon etwa dem des Meerwassers gleicht. Demnach können selbst empfindliche Tiere, die sich in den Sand einbohren, leicht in eine Zone mit konstantem Salzgehalt kommen. Die Ergebnisse werden in Tabellen und Kurven wiedergegeben.

Pratje.

H. B. Moore and R. G. Neill: An Instrument for Sampling Marine Muds. (Journ. Biol. Assoc. 16. 1930. 589—594.)

Es wird ein Instrument beschrieben, das in der Hauptsache aus einer Messingröhre und einem eingelegten Glasrohr besteht und oben ein Ventil hat. Es stantzt aus dem Boden einen Zylinder von Schlamm oder Sand heraus, der durch das Schließen des Ventils am Herausfallen gehindert wird. Für verschieden grobe Sedimente werden verschiedene Weiten der Glasröhren gebraucht (2,0, 1,5 und 0,95 Zoll äußerer Durchmesser). Das Instrument ist von 10—70 Faden (18—125 m) Tiefe gebraucht worden und hat mit dem 2-Zollrohr bis zu 30 cm lange Proben, mit dem 1,5-Zollrohr bis zu 40 cm lange Proben ergeben. Das Instrument weicht in seiner Konstruktion kaum von dem älteren EKMAN-Schlammstecher, der allerdings noch ohne Glasrohr war, und den neueren von LUNDQVIST im Oeresund und vom Ref. auf der Deutschen Atlantischen Expedition benutzten Instrumenten ab.

Pratje.

H. B. Moore: The Muds of the Clyde Sea Area. I. Phosphate and Nitrogen Contents. (Journ. Mar. Biol. Assoc. 16. 1930. 595—608.)

Im Gebiete des Clyde kommen hauptsächlich gleichartige Schlicke vor, die selten sandig sind und nur hier und dort Schichtung aufweisen. Bei der weitgehenden Aufteilung des Seegebietes in Arme ist die Einwirkung der Gezeiten sehr ungleich, über die Verf. zahlenmäßig berichtet. An 33 Punkten wurden mittels des oben beschriebenen Instrumentes Schlammproben gewonnen, die an Bord in 5-cm-Längen zerschnitten, in besondere Behälter gefüllt und sobald als möglich bei 110° getrocknet wurden. Sie wurden dann in einem eisernen Mörser zerkleinert und durch ein 1-mm-Sieb gegeben. Dann wurden sie in luftdichten Gefäßen aufbewahrt, bis sie untersucht wurden.

Der Phosphatgehalt wurde, da wegen der starken Färbung der Auszüge aus dem Schlamm eine kolorimetrische Bestimmung nicht möglich war, als Niederschlag von Phosphorammoniummolybdat bestimmt. 20 g des getrockneten Schlammes wurden 48 Stunden im Wasserbad mit Salzsäure erhitzt, der Auszug wurde nach dem Filtrieren auf 250 ccm gebracht, von denen je 5 Teile von 25 ccm zur Analyse benutzt wurden.

Der Stickstoffgehalt wurde nach der KJELDAHL-Methode mit jeweils 10 g bestimmt. Die Ergebnisse sind in Listen zusammengestellt, die Stationszahl, Tiefe, Grundart und dann für je 5 cm die Analysenergebnisse zeigen. Dabei hat sich keine allgemeine Beziehung zwischen Tiefe und dem P_2O_5 - und N_2 -Gehalt ergeben mit Ausnahme der Tatsache, daß die P_2O_5 -Werte in Tiefen von weniger als 40 m ähnliche Größen aufweisen. Innerhalb des Bodens nehmen die Werte mit zunehmender Tiefe ab, doch zeigen sie einen Anstieg in dem 10—15-cm-Abschnitt, eine Beobachtung, die im Prinzip mit den Oxydationsergebnissen des Ref. an südatlantischen Proben übereinstimmt. Auch der Stickstoffgehalt nimmt, wenn auch nicht ganz gleichmäßig, mit zunehmender Tiefe im Sediment ab. In Gebieten mit starkem Gezeitenstrom sind die Phosphor- und Stickstoffwerte besonders gering, und bei benachbarten Stationen sind ähnliche Kurven der Werte angetroffen. Dagegen unterscheiden sich die verschiedenen Stationsreihen wesentlich voneinander.

Die Beziehungen zu dem Gehalt an feinem Material in den Sedimenten sind angedeutet worden, und wenn diese Körnungen in späteren Untersuchungen zahlenmäßig festgelegt sein werden — es ist dieses Veröffentlichung Nr. 1 über die Schlicke des Clyde —, so werden sich sicherlich noch klarer die Beziehungen zu den Strömungen, ausgedrückt durch den Feinheitsgrad der Sedimente, ergeben.

Pratje.

Richard D. Norton: Ecologic Relations of some Foraminifera. (Bull. Scripps Institution of Oceanography. La Jolla California. Techn. Ser. 2. Berkeley 1930. 331—388.)

Verf. hat 15 Grundproben aus 0—2849 Faden Tiefe untersucht, die mit 2 Ausnahmen aus den Gebieten von Florida und Westindien stammen. Die Tiefen werden in 4 Zonen eingeteilt:

- | | | | |
|----|---------------------|-------|-----------|
| A. | Strand bis 5 Faden, | Temp. | 21—32° C. |
| B. | 5—60 | „ | 20—31° C. |
| C. | 500—825 | „ | 4—8° C. |
| D. | 2000—2850 | „ | 2° C. |

Die Foraminiferen in den Sedimenten werden systematisch beschrieben und familienweise in Tabellen zusammengestellt, wobei sich zeigt, daß in Zone A Miliolidae und Peneroplidae verbreitet bis häufig sind. In einigen Gebieten treten auch in größerer Anzahl Valvulinidae, Calcarinidae, Homotremidae und Nonionidae auf. In B nehmen die beiden Hauptfamilien von A in Arten- und Individuenzahl ab. Dagegen sind Lagenidae, Textularidae, Buliminidae und Amphistegenidae oft häufig. In C und D herrschen Globigerinidae und Globorotaliidae vor. Lagenidae und Buliminidae bleiben, wenn auch in geringerer Zahl. Rotaliidae und Anomalinidae sind in allen Tiefen ziemlich

gleichmäßig verbreitet und scheinen keinen ausgesprochen ökologischen Wert zu besitzen. Verf. ist der Ansicht, die auch der Ref. nicht stark genug unterstreichen kann, daß die ökologischen Bedingungen und Gewohnheiten dieser Organismen wertvolle Aufschlüsse bei der Ausdeutung verschiedener Sedimente geben können. Man darf sich dabei aber nicht nur auf Tiefe und Temperatur beschränken, sondern man muß auch Salzgehalt, Strömungen, Sedimentart und anderes berücksichtigen. Ausführliche Tabellen über das Vorkommen der einzelnen Arten in den Proben mit Häufigkeitsangaben beschließen diese auch für Geologen wertvolle Arbeit.

Pratje.

K. Keilhack: Über die Heilmittel Moor und Schlamm des Nordseebades Wilhelmshaven. (Veröff. der Zentralstelle f. Balneologie. Neue Folge. H. 9. Berlin 1929. 25 S. 2 Taf.)

Es werden Proben des Wiesmoores bei Aurich auf ihr chemisches Verhalten und ihr Wärmeleitungsvermögen geprüft und mit anderen Moorproben, so von Franzensbad und anderen verglichen. Dabei zeigen sich bei dem Torf des Wiesmoores günstige Verhältnisse, die Abkühlung zwischen 45 und 35° betrug 1° in 12—13,3 Minuten, und der Torf wird daher als sehr gut für Heilbäder geeignet angesprochen.

Für die Entstehung mariner Sedimente ist der Bericht über den Schlamm von besonderem Interesse. Es ist ein Schlamm, der von der Flut suspendiert mitgebracht wird und in stillen Buchten, hier in einer nicht mehr benutzten Hafeneinfahrt, die bei Ebbe leerläuft, zum Absatz kommt. In 10 Jahren haben sich hier 5 m Schlamm gebildet, also 0,5 m jedes Jahr. Der Schlamm ist oben gelbgrau, nach wenigen Zentimetern blauschwarz, in dem die Eisenverbindungen in Hydrotroilit (Schwefeleisen) übergeführt werden. 0,4 % sind gröber als 0,2 mm und bestehen aus Eisenerz, Limonit, Tonscherbchen, wenig Sand und Glaukonit (?). 97,6 % sind kleiner als 0,1 mm und noch 75,6 % sind kleiner als 0,01 mm, so daß wir einen äußerst feinen Schlamm vor uns haben. Es werden die Ergebnisse der ATTERBERG-Analyse, die Zusammensetzung der Trockensubstanz und die Analyse des Salzsäureauszuges gegeben. Darauf folgen entsprechende Angaben über Heilschlamm von Odessa, Perna, Ahrensburg und Habsal, ohne daß allerdings die Absatzbedingungen beschrieben werden. Der Vergleich des Wilhelmshavener Schlammes mit den alten Heilschlammern fällt sehr günstig aus. Für die Sedimentpetrographie ist es von Wert, genaue Analysen von Ablagerungen zu haben, die oft zum Vergleich mit Sedimenten herangezogen werden, in denen besonders günstige Erhaltungsbedingungen für fossile Reste bestehen. Leider fehlen die mikroskopischen Untersuchungen.

Pratje.

Georg Goguel: Das Farbenproblem der grünen, roten und violetten Letten. (Dissertation. Danzig 1928. 150 S.)

In der mit zahlreichen Tabellen ausgestatteten und sehr sorgfältig durchgeführten Dissertation finden wir einen wesentlichen Fortschritt einer oft diskutierten Frage. Bisher konnte eine befriedigende Lösung über die Ursachen der verschiedenen Färbung nicht gefunden werden. Aus Untersuchungen an

künstlichem Material wurde nun der Schluß gezogen, daß der Farbträger in den bunten Letten kolloidaler Natur ist. Die prozentualen Anteile der Farben werden nach einem neuen Verfahren gemessen. Aus vollständigen Bauschanalysen von 10 verschiedenen bunten Letten läßt sich erkennen, daß die Färbung nicht von dem absoluten Gehalt an zwei- oder dreiwertigen Fe-Verbindungen oder Titan- und Vanadin-Verbindungen abhängt. Der Farbträger ist ein Eisenkolloid, das die mehr oder minder grobdispersen Anteile des Gesteins durchsetzt. Von sehr großer Bedeutung ist der Nachweis, daß bei den grünen Letten ein geringer $MgCO_3$ -Gehalt und ein hoher C-Gehalt nachzuweisen ist. Bei den roten Letten ist dieses Verhalten genau umgekehrt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die chemische Zusammensetzung allein die Färbung der bunten Letten nicht erklärt. In den untersuchten Fällen handelt es sich nach Wertung aller Untersuchungsergebnisse — physikalischer, photometrischer und chemischer Art — bei roten und gelbroten Letten um eine Färbung durch 95—100 % Oxydkolloid, bei den andersfarbigen Letten (grün und violett) ist die Färbung als durch das Auftreten kolloider Mischsysteme verschiedenwertigen Eisens verursacht anzusehen.

Harrassowitz.

R. H. Rastall: The Petrography of the Hunstanton Red Rock. (Ebenda. 67. 1930. 436—458.)

Sedimentpetrographische Untersuchung des „Carstone“ und „Red Rock“ im SO Englands. Es wird versucht, die Herkunft der in den Sanden vorkommenden schweren Mineralien zu deuten. **O. Zedlitz.**

A. W. Groves: The unroofing of the Dartmoor granite and the distribution of its detritus in the sediments of southern England. (Q. J. G. S. London. 87. 1931. 62—96. 1 Taf.)

Unter den Schwermineralien des hercynischen Dartmoor-Granites sind einige charakteristisch genug, um in Aufbereitungsprodukten wiedererkannt zu werden, z. B. ein besonderer Typ zonarstruierter Zirkone, Turmaline, Mn-haltiger Almandin und Dumortierit.

Die permotriassischen Sedimente hingen von dem Hauptlieferungsgebiet „Armorica“ ab und scheinen von Derivationsprodukten des Dartmoor-Granites frei zu sein. Ein gleichfalls negatives Ergebnis hatte die Durchmusterung der Jurasedimente; der Portland-Sand könnte eher zu normannischen Graniten Beziehung haben. Das Wealden baut sich vorzugsweise aus umgelagertem Juramaterial auf.

Aber im Oberen Wealden von Dorset finden sich erstmalige Derivate des Dartmoor-Granites, die ein ostwärts strömender Fluß herantransportiert haben dürfte. Während für das Aptian der Befund wieder negativ ist, enthält der Gault-Ton von Lulworth Cove (einem Gebiet, das auch für Wealden positiven Befund ergab) Dartmoor-Derivate.

Besonders reichlich kommen die Dartmoor-Schwermineralien im Upper Greensand vor. Die Beziehungen zwischen Abtragung und Sedimentation werden für diesen Zeitabschnitt nicht nur durch die Liste der charakteristischen Mineralarten beleuchtet, sondern auch durch deren Korngrößen mit

ihren entsprechend der Entfernung vom Ursprungsort sinkenden Durchmesserwerten. Positiven Befund ergaben auch die Sedimente des Lower Chalk und des Middle Chalk.

Im Eocän fand sich nur eine geringe und örtlich beschränkte Beteiligung von Dartmoor-Mineralien, und im Oligocän ist der Befund ganz negativ.

Im Miocän spielen die Dartmoor-Mineralien wieder eine Rolle, die sich aber kaum auf das Pliocän ausdehnt; nur die Lenham Beds enthalten kleine Anteile an Dartmoor-Detritus.

Im Gegensatz zu dieser weit zurückreichenden Lieferungsgeschichte besitzt der Cornwall-Granit nur für die Pliocänsedimente Südenglands Bedeutung.

Wetzel.

S. Tomkeieff: On the occurrence and mode of origin of certain kaolinite-bearing nodules in the coal measures. (Proceed. of the Geol. Association. 38. 1927. 518—547. 2 Fig. 1 Taf.)

In Toneisenstein-Konkretionen, die sich in einem Schiefer-ton unter Kohle befinden, sind Klüfte mit Kaolinit und Calcit erfüllt. Aus der chemischen Analyse ergibt sich, daß es sich um fast chemisch reinen Kaolin handelt. Ähnliche Vorkommnisse sind auch aus anderen Gebieten bekannt geworden. Der umgebende Schiefer-ton und die Toneisenstein-Konkretionen werden in Analysen wiedergegeben. Mikroskopisch ergibt sich, daß der Schiefer-ton Quarz, Muscovit, Biotit, Feldspat und einige andere untergeordnete Mineralien enthält. Es wird danach der mineralogische Bestand des Schiefers zu berechnen versucht; neben 21 % Feldspat enthält er 23 % Kaolinit, 24 % Glimmer und 31 % Quarz. In ähnlicher Weise wird auch der Bestand des inneren und äußeren Teiles der Konkretionen ausgerechnet. Der Kaolinit und Calcit sind offenbar aus dem Schiefer in die Hohlräume eingewandert, der Kaolinit scheint in dem vorliegenden Falle das Produkt einer Rekristallisation eines gelförmigen Niederschlages zu sein.

Harrassowitz.

E. v. Szádeczky - Kardoss: Die petrographischen Faziesgebiete des nordwest-siebenbürgischen Eocäns und der inner-transsylvanische Block. (Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der kgl. ung. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn. Sopron 1930. 353—365.)

Die Eocänablagerungen von Nordwest-Siebenbürgen zerfallen in petrographisch-fazieller Hinsicht in zwei Gebiete, die ungefähr bei Zsibó, längs einer ost—westlichen tektonischen Linie aneinander grenzen. Das von dieser Linie südlich gelegene Gebiet ist durch stark aufgearbeitete, reife Sedimente gekennzeichnet: rote kontinentale sandige Tone, marine Kalksteine und grüne Mergel. Die Übergänge zwischen den marinen und terrestrischen Perioden sind außer anderem durch Süßwasserdolomite und Gipse vertreten. Die Ablagerungen des nördlichen Gebietes sind wenig verwittert, transportiert und sortiert: schotterige Sandsteine, Konglomerate, oft durch rotes und grünes Tonmaterial gefärbt. Zwischen den zwei Gebieten längs der tektonischen Linie befindet sich eine schmale Zone der Eocänbildungen. Diese Zone ist ein Graben und zugleich der tiefste Teil des Sedimentationsraumes.

Im nördlichen Gebiet ist nur eine Randzone mit grobkörnigen Sedimenten bekannt. Außer diesem Gebiet geht die Randzone der unweit transportierten Ablagerungen allmählich in reife Sedimente über, welche letztere also die inneren Teile des Sedimentationsraumes repräsentieren.

Die charakteristischen Schichtenprofile und die petrographisch-faziellen Unterschiede sind tabellarisch zusammengestellt und auch die Parallelisierung ist ausgeführt worden. Die Sedimentationszonen zu Beginn des Lutetien und Bartien sind auf Kartenskizzen zusammengestellt. Am Ostrande des Meszesgebirges fehlt die Randzone: das heutige kristallinische Meszesgebirge repräsentiert nicht den ursprünglichen Rand des eocänen Sedimentationsraumes.

Auf Grund der paläontologischen Unterschiede der eocänen Ablagerungen im Nord- und Nordwestrande, ferner im Süd- und Ostrande des Beckens kommt Verf. zum folgenden Resultat: Im heutigen Siebenbürgischen Becken sind zwei grundverschiedene Eocänfazies vorhanden; zwischen denselben bildet das Becken selbst die Grenze. Das siebenbürgische Becken konnte also kein einheitlicher Eocänsedimentationsraum sein, sondern der N- und NW-Rand mußte von dem südlichen und südöstlichen durch ein Festland getrennt gewesen sein. Dieses innertranssylvanische Festland bestand noch teilweise zu Beginn des Miocäns, da die Koroder Schichten (Burdigalien), die am NW-Rande des Beckens in mariner Fazies vorkommen, gegen das Innere des Beckens in eine Süßwasserfazies übergehen.

Die Haupteinsenkung dieses Beckens fand während des Mediterrans statt und im Zusammenhange mit diesen Bewegungen begannen die Explosionen, welche die Tuffe in Mengen ablagerten. Auch die Bildung des mediterranen Gipses und Salzes scheint eine Folge der Einsenkung zu sein: Infolge der Einsenkung bilden sich ziemlich abgesonderte, von Gebirgszügen ringsherum geschlossene Becken, denen eine große Aridität zukommt.

A. Vendl.

E. v. Szádeczky-Kardoss: Über die Struktur der Ablagerungsgesteine. (Math. u. naturwiss. Anzeiger d. Ungarischen Akademie d. Wiss. 47. Budapest 1930. 677—691. Ungarisch, mit kurzem deutschem Auszug.)

Die sedimentpetrographische Untersuchung der Gesteine des siebenbürgischen Eocäns hat den Verf. zu der Feststellung geführt, daß zwischen den Größen der Carbonatkörner und den mechanischen Komponenten ein gewisser Zusammenhang existiert. Dieses Verhältnis wird in erster Linie durch die Menge der mechanischen Komponenten beeinflusst. Daneben übt aber auch die mittlere Korngröße der mechanischen Komponente eine Wirkung aus. Für die untersuchten Fälle hat sich der folgende Zusammenhang herausgestellt: Die mittlere Korngröße der Carbonate wächst mit der Oberfläche der mechanischen Komponenten. Diese letztere wird durch die Menge und mittlere Korngröße bestimmt.

Die mittlere Korngröße der Carbonate hängt aber auch von anderen Faktoren ab, in erster Linie von der Menge der Carbonate, namentlich: die mittlere Korngröße der Carbonate sinkt mit der Abnahme der Menge

der Carbonate. In den vom Verf. untersuchten Gesteinen hängt diese Korngröße nur sehr wenig von der chemischen Zusammensetzung der Carbonate ab; aber die Dolomitmörner sind im allgemeinen — unter denselben Verhältnissen — etwas größer als die Calcitkörner. Die mikroskopisch kleinen Pyritknollen üben einen starken Einfluß aus: Bei der Anwesenheit der kleinen Pyritkörner wird die den Oberflächen der mechanischen Komponenten entsprechende Korngröße der Carbonate nicht erreicht.

In den rezenten Sedimenten läßt sich kein Zusammenhang zwischen den mechanischen Komponenten und den Carbonaten nachweisen. Der Zusammenhang ist eine Folge der Diagenese, durch welche ein gewisses Gleichgewicht entsteht. Das Gleichgewicht wird besonders durch die mechanischen Komponenten beeinflußt, welche während der Diagenese invariabel bleiben.

A. Vendl.

St. Kreutz et A. Gawel: Essai d'une caractéristique des roches dans le profil Borysław-Mrażnica-Schodnica. (Mém. de la 1^{ère} Réunion de l'Ass. Karp. en Pologne. 44 S. Mit 5 Taf.)

Eine eingehende petrographische Studie des oben angegebenen Profiles, um einerseits die ursprünglichen Gesteine, welche als Fragmente nun den Fels zusammensetzen, kennen zu lernen, andererseits um nähere Angaben über die Bildungszeit derselben und ihre nachträglichen Veränderungen machen zu können.

Zuerst wird eine Charakteristik der Gesteine und Mineralien gegeben, welche der Eo-karpathischen Formation angehören. Überreste der kristallinen Schiefer sind hierbei selten. Granitporphyre und porphyrische Granite liegen in exotischen Blöcken vor, dann Diabase und Diabastuffe, sowie pegmatitische Überreste und solche von Quarzgängen. Der Beschreibung der einzelnen Mineralien wird in einer Zusammenstellung weiter Raum gegeben, ohne daß bemerkenswerte Einzelheiten hier eine Besprechung notwendig machen. Die Hauptbeschreibung ist den einzelnen Sandsteinen gewidmet. Für den Prozeß ihrer Verfestigung kommen Silifikation und Calcifikation besonders in Frage. In zahlreichen guten Abbildungen mit ausführlichen Erläuterungen sind die verschiedensten Strukturtypen dieser Sedimente festgehalten.

Chudoba.

B. Tiedemann: Über Wandern des Sandes im Küstensaum des Samlandes. (Zs. f. Bauwesen. 80. H. 8. 1930. 44 S. 4 T. Gleichzeitig Mitt. d. Preuß. Versuchsanstalt f. Wasserbau etc. Berlin. H. 5. 1930.)

Der einzige kleine Fischereihafen an der Nordküste des ostpreußischen Samlandes bei Neuhuhren hatte seit einiger Zeit durch Versandung zu leiden, und außerdem hatten die Hafengebäude unerklärliche Abbrüche an der Steilküste zur Folge gehabt. Um die Sandwanderung kennen zu lernen, waren neben Modellversuchen Untersuchungen an Ort und Stelle von dem Verf. von der Wasserbauversuchsanstalt angestellt worden, an denen das Hafengebäudeamt Pillau, in dessen Auftrag die Arbeiten stattfanden, und zeitweise auch der Ref. teilnahmen.

Nach der TORNQVIST'schen schematischen Zeichnung soll an der Westküste des Samlandes ein Sandtransport nach N stattfinden. So vermutete man, daß die großen glaukonithaltigen Sandmengen, welche der Bernstein-tagebau bei Kraxtepillen-Palmnicken in das Meer schüttet, auch nach N und um Brüsterot herumwandern würden. Nach einer geologischen Übersicht über den Bau des Samlandes, das aus Oligocän, Miocän und Diluvium besteht, wird die Grundprobenentnahme beschrieben, die in Profilen senkrecht zur Küste bis zu etwa 25 m Wassertiefe erfolgte. Außerdem fand eine eingehende Stranduntersuchung statt. Die Proben wurden gesiebt und geschlämmt, Glaukonit, Phosphorit und Magnetit wurden in Flächenprozenten ausgezählt, und von verschiedenen Glaukoniten wurden Bauschanalysen angefertigt. Dann wurden die bisher bekannten Tatsachen über die Sandbewegung im Küstensaum und über die Windverhältnisse an der samländischen Küste zusammengestellt, und aus ihnen geht hervor, daß an der Nordküste Strom und Versetzung in ihrer Gesamtheit nach O verfrachten, da hier Westwinde vorherrschen, daß an der Westküste dagegen die Sandbewegung resultierend nach S geht, da hier Nordwest- und Nordwinde die schwächeren Süd- und Südwestwinde an Wirkung übertreffen. Aus den Grundprobenuntersuchungen ergab sich, daß an der Nordküste nur mittelkörnige und grobe Sande angetroffen wurden (größer 0,3 mm) und an der Westküste meist wesentlich feinkörnigere. Verursacht wird dies durch die starken Brandungswellen und Küstenströmungen an der Nordküste, während an der Westküste ruhigere Verhältnisse vorherrschen. Aus der Glaukonitverteilung geht hervor, daß die Grünsandmengen des Bergwerksbetriebes Palmnicken nach S verfrachtet werden, soweit sie nicht in die hohe See hinausgehen. Jedenfalls wandern sie nicht nach N. In dem an der Nordküste gelegenen Hafen von Neukuhren tritt eine Sandzunahme bei westlichen und östlichen Winden ein, während kräftige nördliche, also auflandige Winde Ausräumung bewirken. Dasselbe dürfte für Buchten und Bühnenfelder gelten.

Pratje.

Wt. Watocki: Der Granatsand von Hel am Baltischen Meer. (Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences et des Lettres. Cl. des Sciences Mathém. et Nat. A. 1928. 439—444. Mit 3 Textfig. u. 1 Tafel.)

Von der Spitze der Halbinsel Hel gegen Jastarnia finden sich dunkle, an schweren Mineralien reiche Sandbänke, die sich von der umgebenden hell gefärbten Sanddüne schwer abstechen. Die natürliche Absonderung der schweren Mineralien geschieht hier durch das Wasser und durch den Wind.

Durch mechanische Analyse, d. h. durch Trennung mittels Siebe verschiedener Maschenweite wurden Farbenunterschiede zwischen den Sorten von verschiedener Korngröße erreicht. 73,21 Gew.-% haben die Korngröße 0,15. Nach der Trennung durch Bromoform ersieht man, daß die schwersten Mineralien sich in der Sorte von 0,15—0,10 mm Korngröße gruppieren, und zwar haben sie ein spez. Gew. von 4,541. Sie gehören zu Granat. Von den noch begleitenden Mineralien sind Cyanit, Staurolith, Rutil und Olivin erwähnenswert.

Chudoba.

Wiman, Erik: Studies on some archean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position. (Inaug.-Dissert. — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. 23. 1930. 170 S. 3 Taf.)

S. V. Konstantow: Tertiäre Dolomite von der Halbinsel Kertsch. (Mineralische Rohstoffe. Moskau 1930. Nr. 7/8. 1081—1093: Mit 9 Fig. und 1 Taf. Russisch.)

Nach allgemeiner geologischer Skizze wendet sich Verf. zur Schilderung der sarmatischen Kalksteine, die örtliche Anreicherung an $MgCO_3$ aufweisen. Zu solchen Stellen verhält sich auch die Umgebung des Dorfes Dschardschowa. Hier ist für ein neues Hüttenwerk Dolomit abgebaut. Darum ist auch die Arbeit des Verf.'s besonders konzentriert worden. Mikrostruktur der Dolomite ist durch vier Figuren veranschaulicht. Zusammengestellt sind 2 Analysen. Dabei erwies sich:

MgO-Gehalt	Zahl der Proben	%-Verhältnis
16,0—16,99	2	9,1
17,0—17,99	3	13,7
18,0—18,99	16	72,8
19,0—19,99	0	0
20,0—20,99	1	4,5
Total	22	100,0

Die Bearbeitung der Dünnschliffe nach LEMBERG hat gezeigt, daß Calcit und Dolomit nebeneinander vorhanden sind, Muschelschalen bestehen meist aus reinem $CaCO_3$. Daraus schließt Verf., daß die Einwanderung von Magnesiumlösungen später geschah (metasomatische Bildung). Er meint irrtümlich, daß hier vielleicht ein erstes Beispiel des tertiären Dolomits vorliegt: „dolomites occur in every geologie system, even those most recent“ nach W. H. TWENHOFEL. Im Kubangebiet, also unweit von der Kertsch-Halbinsel, im Il-Tal, sind schon lange sarmatische Dolomite bekannt und analysiert.

Peter Tschirwinsky.

Umbgrove, J. H. F.: De koraalriffen van den Spermonde Archipel (Zuid-Celebes). [Die Korallenriffe des Spermonde-Archipels (Südcelebes).] — (LEID'sche Geol. Mededeel. 3. 1930. 227—247. Mit 12 Textfig. 4 Photos auf 3 Taf. u. engl. Zusammenf.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1930. III. S. 632.

Tan Sin Hok: On a Young-Tertiary Limestone of the Isle of Rotti with Coecoliths, Calci- and Manganese-peroxide-Spherulites. (Proc. of the Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. 29. Nr. 8. 1926. 1095—1105. 11 Figuren im Text.)

Unter den von H. A. BROUWER während der Niederländischen Timor-Expedition gesammelten Kalksteinen fanden sich im S der Insel Rotti weiße, weiche Kalksteine von wahrscheinlich pliocänem Alter, welche, da sie in stratigraphischer Verknüpfung mit Korallenriffen stehen, um so mehr zu einer

näheren Untersuchung einluden, als sie sich als Radiolarien- und Foraminiferen führend herausstellten. Die geringe Diagenese dieser Gesteine wird durch das Vorkommen von Aragonit-Kristallsternen in besonders helles Licht gerückt, wie sie vor allem die betreffenden Foraminiferen-Kalksteine auszeichnen. Aus der Gruppe dieser wird in der vorliegenden Arbeit ein besonderer Typus beschrieben. Die Untersuchung erfolgte in monochromatischem Licht, nachdem von dem in kochendem destilliertem Wasser zerfallenen Gestein mit durch Xylol verdünntem Kanadabalsam Präparate hergestellt waren. Die größeren Gemengteile bestehen aus vorherrschenden (nicht näher bestimmten) Globigeriniden und deren Fragmenten (bis $100\ \mu$ Größe), sowie Textulariden, ferner aus eingeschwemmten Fragmenten von Calcit und Aragonit, vulkanischem Glas, sowie winzigen (bis $240\ \mu$) Konkretionen von Manganperoxyd, welches auch als Füllmaterial Globigerinnen enthält und als Färbemittel der Grundmasse auftritt. Diese selbst besteht aus Coccolithen, die sich durch Färbung mit MoRR'schem Salz als aus Aragonit bestehend erwiesen, Aragonit — „Asterisks“, Vaterit? — Sphärolithe, sowie Calcit- und Aragonit-Körner.

Bei Diskussion dieser auffälligen Zusammensetzung stellt Verf. mit Recht fest, daß Diagenese dieses Gestein noch kaum ergriffen hat, so daß die Heraushebung aus dem Flachwasser, seiner offenbaren Bildungsstätte, recht jungen Datums sein muß. Verf. läßt es dahingestellt, ob die Manganperoxyd-Ausscheidungen durch Bakterien bedingt sind, stellt aber mit Recht fest, daß ihr Vorkommen in solch kleinen Dimensionen nicht im Widerspruch steht zu MOLENGRAAFF's Schluß, daß größere Mangankonkretionen Zeichen für Tiefseebildung sind. Bezüglich der Carbonatsphärolithe, die mit $2-5\ \mu$ von derselben Größenordnung sind, wie die von VAUGHAN in den Kalkschlickern der Bahamas gefundenen mit $4-6\ \mu$ und deren mineralogische Zugehörigkeit nicht sicher ermittelt wurde, erörtert Verf. die Frage, ob „physiologischer Fällungskalk“ oder „Verwesungsfällungskalk“ im Sinne des Referenten vorliege, und findet keinen Unterschied zwischen diesen beiden Arten von Carbonatbildungen. Wird man dem Verf. und seinem Gewährsmann A. J. KLUYVER in der Ablehnung dieser, was den biologischen Vorgang betrifft, klar voneinander unterschiedenen Arten von Fällungen nicht folgen können, so dürften die Genannten doch darin recht haben, wenn sie ein viskoses Medium für die erste Kristallisation der Sphärolithe als nicht unbedingt notwendig ablehnen.

Als Ort der Entstehung dieser Coccolithenkalke, die eine Verwandtschaft mit den durch VOELTZKOW von den Aldabra-Inseln (nicht Albrada!) beschriebenen haben, denkt sich Verf. die ruhigsten Teile einer Korallenrifflagune, in welche wohl alle möglichen feinen organischen und anorganischen Komponenten aus dem Riffdetritus und dem Plankton des Meeres hineingelangen konnten, in denen aber nur Bakterien gediehen.

(Ob und) zu welchen Organismen die Aragonit-„Asterisks (Disco-asters)“, die auch in den sonstigen Foraminiferen-Kalken des Gebietes vorkommen, gehören, konnte noch nicht festgestellt werden. Es soll in einer weiteren Arbeit darüber berichtet werden.

K. Andréo.

G. B. Barbour: The Loess Problem of China. (Geol. Mag. 1930. 67. 458—475. Mit 1 Textfig.)

Das Lößproblem ist durch die neueren Forschungen besonders in China wieder aufgegriffen worden. In einer Reihe von kürzeren Kapiteln, die die verschiedenen Stufen, die rezenten Ablagerungen, den Ursprung und schließlich den Ausdruck „Löß“ selbst behandeln, werden die neuesten Forschungsergebnisse unserm bisherigen Wissen gegenübergestellt. Vor allem gibt Verf. eine zeitliche Parallelisierung der verschiedenen Lößstufen in China mit unserm europäischen Glazial. Eine Reihe von Blockdiagrammen veranschaulicht das Entstehen der Lößstufen, von denen jede in ihrer besonderen Eigenart beschrieben wird.

D. Zedlitz.

W. W. Rubey: Lithologic studies of fine-grained upper cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 165 A. 1930. 1—54. 5 Taf. 3 Abb.)

Mehr als neun Zehntel der Gesteine der Oberen Kreide im nordöstl. Wyoming sind feinkörnige Schiefertone und Kalkmergel. Die Arbeit befaßt sich sehr eingehend mit der vergleichenden sedimentpetrographischen Untersuchung dieser Gesteine, ihrer mineralogischen, chemischen und mechanischen Zusammensetzung, Dichte und Porosität, ihrer Schichtigkeit und Absonderung entlang der Schichtflächen. Neben stratigraphischen und faziellen Zwecken verfolgt die Arbeit auch praktische Zwecke zur Aufdeckung der Öl- und Gasmöglichkeiten.

Von dem reichen Inhalt sei besonders der Abschnitt hervorgehoben, der sich mit der mechanischen Analyse, der Vorbereitung der Gesteine dazu und der Auswertung der Zahlenergebnisse befaßt. Verf. erörtert hier sehr eingehend die in den verschiedensten Ländern und von den verschiedensten Wissenschaften ausgebildeten Verfahren und bringt eine ausführliche und anscheinend recht vollständige Schrifttumsübersicht. Besonders möchte Ref. hinweisen auf die erfolgreichen Versuche des Verf.'s, selbst stärker verfestigte Gesteine in ihre natürlichen Bestandmassen zu zerlegen durch monatelanges Einweichen in NH_4 -versetztem Wasser mit und ohne Schütteln. Aber auch sonst enthält die Arbeit eine Fülle wertvoller Ergebnisse und Verfahren und sie sei jedem sedimentpetrographisch Arbeitenden angelegentlich empfohlen.

H. Schneiderhöhn.

O. R. Grawe: Study of the Black Shale overlying the Cap Rock of the Cromwell Sand in relation to the origin of the Cromwell oil dome, Oklahoma. (Econ. Geol. 25. 1930. 326—347. 5 Textfig.)

54 Bohrproben von schwarzem Schiefer im Hangenden eines Öldoms wurden eingehend mineralogisch, physikalisch und chemisch untersucht, um festzustellen, ob die Aufwölbung des Domes irgendwelche Umwandlungen des Gesteins bedingt habe. Das Gestein erwies sich jedoch unabhängig von der tektonischen Lage als ungefähr gleichartig. Von Interesse sind Angaben über eine Methode zur exakten Farbmessung des Schiefers, ferner Angaben

über das spezifische Gewicht einer Reihe von Schieferproben aus einer rund 1000 m mächtigen Gesteinsfolge; es zeigt sich in dieser Gesteinsfolge eine allmähliche Zunahme des spezifischen Gewichts von 2,42 auf 2,64 infolge der Zusammenpressung. Die Frage, ob die Beschaffenheit von kohligem Schiefer ein Urteil über die Ölhöflichkeit eines Gebietes zuläßt, konnte durch die Untersuchungen nicht eindeutig gelöst werden. Einige diesbezügliche Angaben von WILSON erwiesen sich als unrichtig.

Hummel.

Marcellus H. Stow: A preliminary investigation of some sediments from James River, Virginia. (The Amer. Miner. 15. 1930. 528—533.)

Während man bisher meist Rückschlüsse zog aus den Funden schwerer Mineralien an sekundärer Lagerstätte in bezug auf das mutmaßliche Muttergestein, will Verf. umgekehrt einmal feststellen, welche Mineralien dieser Art bei der Aufarbeitung der verschiedenen Gesteine zu erwarten sind. Untersucht wurden Sandproben aus dem Gebiet des James River von Vesuvius bezw. Clifton Forge bis Lynchburg, weil in den zugehörigen Entwässerungsgebieten alle Arten von Sedimenten cambrischen bis devonischen Alters, Intrusiv- und Effusivgesteine und kristalline Schiefer vorkommen. Die Tabelle gibt die prozentualen Anteile an schweren Mineralien (schwerer als 2,87) für verschiedene Fundstellen.

	Lick Run	Eagle Rock	Sherwood Station	Wilson Falls	Balony Falls	Rocky Row Run	Pedlar River	Mt Athos
Limonit. . . .	96	91	42	77	88	66	—	—
Ilmenit	3	5	45	15	6	18	37	28
Turmalin	1	1	5	2	1	1	2	—
Zirkon	—	2	5	3	1	1	6	1
Rutil	—	1	—	—	—	1	—	—
Amph. + Pyr. . .	—	—	2	2	—	1	1	3
Epidot	—	—	1	1	1	1	3	3
Leukoxen	—	—	—	—	3	2	49	5
Granat	—	—	—	—	—	3	1	1
Cyanit	—	—	—	—	—	1	—	3
Glimmrige Substanz	—	—	—	—	—	5	—	41
Glimmer	—	—	—	—	—	—	1	10
Staurolith . . .	—	—	—	—	—	—	—	5
Gew.-% insges. an schweren Mineralen . . .	5	5	1	5	25	5	12	10

Der reichliche Gehalt an Limonit in der ersten Probe von Lick Run ist ungewöhnlich und wird dadurch verursacht, daß im Entwässerungsgebiet Brauneisenerze vorkommen. Die Muttergesteine sind hier nur Sedimente, ebenso bei

Eagle Rock. Bei Sherwood Station kommen bereits Hypersthen-Granodiorit und der Marshall-Granit als Muttergestein in Frage. Wilson Falls gehört zu einem Hinterland, das zu den bereits genannten Gesteinen noch Epidot-Chlorit-Amphibolite führt, ebenso Balcony Falls. Für Rocky Row Run ist vorherrschend der Hypersthen-Granodiorit als Muttergestein zu betrachten, bei Pedlar River tritt ein Biotit-Quarz-Monzonit neu in Erscheinung. Hier und bei Mt. Athos fehlt Limonit, was seine Ursache in der weiten Entfernung bis zur Limonitlagerstätte hat. Mt. Athos hat ein sehr komplexes Hinterland.

Hans Himmel.

J. Frenguelli: Particulas de silice organizada en el loess y en los limos (= Lehme) pampeanos. (Anales de la Soc. Cient. de Sta. Fé. 2. 1930.)

Wie Verf. schon früher, u. a. in der in dies. Jb. 1929. II. 645 referierten Arbeit, hervorgehoben hat, spielt organogene Kieselsäure bei der Zusammensetzung der genannten Sedimente oft eine bedeutende Rolle. CH. DARWIN ausgenommen, hat keiner der neuen Forscher, die sich mit der Petrographie und Paläontologie des „Pampeano“ beschäftigt haben, auf die geologische Bedeutung hingewiesen und nur sehr wenige haben die Natur seines mikrofossilen Inhalts erkannt. Es handelt sich um Skelettelemente von Süßwasserschwämmen, Rhizopoden, Flagellaten und Diatomeen, sowie um Kieselzellen der Epidermis von Gräsern. Die Grundlage aller diesbezüglichen Studien bilden noch heute die fast 50 Jahre lang geführten Beobachtungen C. G. EHRENBERG's. Ihm sind zwischen 1849—1869 einige wenige Forscher gefolgt, aber die Mikropaläontologie, mit Ausnahme derjenigen der Diatomeen, liegt noch sehr im argen. EHRENBERG hatte die von DARWIN auf seiner Weltreise in Südamerika gesammelten Erdproben untersucht. Unter ihnen befanden sich auch argentinische Pampaslehme, denen DARWIN wegen des Auffindens von polygastrischen Diatomeen (in Salz- und Süßwasser lebend) und von Kieselgräserzellen einen ästuarinen Ursprung zuschrieb. Besonderes Gewicht legte er auf die Feststellung einer derartigen fluviomarinen Mikrofauna in einem Lehm, der weit landeinwärts, anhängend an Mastodon-Zähne ausgehoben war. Aber Verf. weist auf zahlreiche sowohl afrikanische wie südamerikanische Analogien hin, wo die vermeintliche marine Fazies der Lebewesen in der Tat als eine lagunär-aride aufzufassen ist, die den kontinentalen Ursprung der Sedimente gerade erst recht erhärtet.

Verf. hat sich schon seit längerem besonders den Kieselementen vegetabilischen Ursprungs in Pampassedimenten gewidmet, von denen hier nur über das geologisch Bemerkenswerte berichtet sei. Über die Morphologie der Organismen, deren Untersuchung großenteils das Werk deutscher Forscher ist, und die sehr wichtigen Methoden ihrer Sichtbarmachung muß auf die Abhandlung verwiesen werden.

Während in den lößartigen Lehmen die Gegenwart der kieseligen Gräserzellen gewöhnlich leicht festzustellen ist, kann dies beim äolischen Löß nur dann geschehen, wenn sich die im allgemeinen widerstandsfähigeren Epidermkörperchen und Teile langer, charakteristisch begrenzter Zellen erhalten haben. Trotzdem ist es bei Anwendung einer besonderen Präparations- und Be-

obachtungsmethode auch in diesem Falle möglich, den organischen Ursprung scheinbar anorganogener Quarz- und Chalcedonbröckchen u. d. M. nachzuweisen.

K. Walther.

Pfeiffer und Quiring: Sind Löß und Lößlehm zur Deichschüttung geeignet? (Zentralbl. der Bauverwaltung, herausgeg. im Preuß. Finanzministerium. 50. Jg. 1930. 570—572.)

Die Vorarbeiten zum Bau des Rheinhochwasserdeiches von Neuwied erstreckte sich auf die Brauchbarkeit eines Löß- bzw. Lößlehm-lagers bei Rodenbach a. d. Wied. zur Deichschüttung. Sowohl die Untersuchungen im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt wie der Bau eines Probedeiches bei Rodenbach ergaben die völlige Unbrauchbarkeit des z. T. noch kalkhaltigen Jüngeren Lößes (Aurignac-Löß) und des entkalkten Älteren Lößes (Acheul-Lößes) zum Deichbau. Im Anschluß daran im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt ausgeführte Versuche zur Klärung der Vorgänge bei Benetzung von Löß zeigten, daß sich zwischen den benetzten und unbenetzten Lößteilen Luftpolster bilden. Die nach und nach benetzten Lößteile blättern ab, so daß Wasser an immer neue Lößabschnitte herantritt. Diese Vorgänge erklären die merkwürdigen, jedem Geologen bekannten steilen Lößwände. Der vom Regen benetzte Löß wird nämlich nicht einfach abgeschwemmt, wie Sand und Ton, sondern blättert unter Bildung von Luftpolstern zwischen benetztem und unbenetztem Material ab.

Zimmermann.