

Allgemeine Geologie.

Allgemeines.

- Rutten, L., Geologische Nomenklatur. Mitarbeiter: W. E. BOERMAN, G. VAN DIJK, B. G. ESCHER, H. F. GRONDIJS, J. A. GRUTTERINK, G. A. F. MOLENGRAAFF, P. KRUIZINGA, K. OESTREICH, L. RUTTEN, C. SCHOUTEN. (Geologisch-mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Haag, G. Naeff. 1929. 338 S.) — Vgl. Besprechung CBl. f. Min. etc. 1930. B. 207—208.
- Wagner, Paul, Lehrbuch der Geologie und Mineralogie für höhere Schulen. Große Ausgabe für reale Vollanstalten, sowie zum Selbstunterricht. (10. umgearb. Aufl. 226 S. 324 Abb. 1 Taf. Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin 1929. Preis gebunden: 21 holl. Gulden.) — Vgl. Besprechung CBl. f. Min. etc. 1930. B. 93.
- Erdgeschichtliche Natururkunden aus dem Sachsenlande. (196 S. 180 Abb. Verlag des Landesvereins Sächsischer Heimatschutz zu Dresden. 1930.) — Vgl. Besprechung CBl. f. Min. etc. 1930. B. 127—128.
- Mather, K. F.: Old Mother Earth. (Cambridge 1928. 177 S. 61 Abb.) — Vgl. Besprechung: J. of Geol. 37. 1929. 795.

Meere und Kontinente.

- Smit Sibinga, G. L.: WEGENER's theorie en het ontstaan van den oostelijken O. I. Archipel. (WEGENER's Theorie und die Entstehung des östlichen ostindischen Archipels.) (Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 2e Ser. dl. 44. 1927. afl. 5. 581—598. met. 1 teksfig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 582.

A. Wilkens: Astronomische Prüfung der WEGENER'schen Verschiebungstheorie der Kontinente. (Pet. Mitt. 75. Gotha 1929. 321—322.)

ALFR. WEGENER hatte sich in der 4. Aufl. seines Buches über die Verschiebungshypothese auf neuerdings nachgewiesene Längenänderungen Paris—Washington gestützt (vgl. CBl. f. Min. etc. 1929. B. 591—592).

A. WILKENS hat nun die Angaben vom astronomischen Standpunkte aus nachgeprüft und äußert sich zusammenfassend: „Insgesamt erscheint mir deshalb der errechnete Betrag der Längenänderung als zu unsicher, um

unter den bei den Fehlerquellen obwaltenden Umständen seine Größe und seinen Richtungssinn jetzt schon garantieren zu können; vom astronomischen für die WEGENER'sche Theorie in erster Linie ausschlaggebenden Gesichtspunkte aus dürften deshalb erst künftige Wiederholungen der Längenbestimmung über eine Realität der Vergrößerung der Längendifferenz Washington—Paris eine Entscheidung fällen können.“ **Erich Kaiser.**

Ch. Schuchert: The Hypothesis of Continental Displacement. (Smithsonian Report for 1928. 249—282. Washington, D.C. 1929. Mit 4 Taf. u. 4 Textabb.)

Das Motto „God has delivered the world to the disputes of men“, das SCHUCHERT seinem Aufsatz vorausschickt, kann für alle großen Hypothesen gelten. Hier ergreift einer der gründlichsten Kenner unserer Wissenschaft das Wort über den Wert der WEGENER'schen Kontinentalverschiebungstheorie.

Eine kurze Darstellung der WEGENER'schen Hauptgrundsätze geht voraus. Dann einige Fragen über Entstehen und Zerbrechen der „Pangäa“: Weshalb blieb sie so lange in Ruhe, bis sie in 50 Millionen Jahren zerbrach? Warum zerbrach sie nicht in der Unruhe der Gebirgsbildung des späten Paläozoicums? Warum gerade zu einer Zeit allergrößter Krustenstabilität? Wie ist der Zusammenhang mit der jurassischen Gebirgsbildung, die Nord- und Südamerika trennte, nicht aber die Pangäa zerbrach? Soviel Fragen, soviel neue Probleme und sicher eine Fülle von Antworten, je nach dem Gesichtspunkt des Antwortenden. CH. SCHUCHERT ist seit jeher einer der Hauptvertreter der Theorie der Permanenz der Kontinente und Ozeane. Seine Stellungnahme kann nicht zweifelhaft sein.

Einige Fragen werden besonders beleuchtet. Zunächst: Wie war der einstige Zusammenhang Amerikas und Asiens an der Beringstraße. Mit einer einfachen Drehung Nordamerikas um die Beringstraße geht es nicht, es müßte da eine weite Lücke gewesen sein. Diese aber ist tiergeographisch und geologisch unmöglich. Weiter: Kann es möglich sein, daß Küsten- oder Schelflinien durch 120 Millionen Jahre ihre Form wahren können, wie es für Südamerika und Südafrika angenommen wird? Nein. Erlauben die paläogeographischen Unterlagen die Annahme großer Polwanderungen während des Permocarbons? Nein, denn diese Periode umfaßt eine Reihe von Formationen mit vielen Trans- und Regressionen und man müßte wenigstens 12 paläogeographische Karten für diese Zeit zeichnen und von diesen dann ausgehen. WEGENER benutzte eine Karte, die einen Zeitraum von 160 Millionen Jahren umfaßt. Was die Analogien beider Seiten des Atlantik anbetrifft, die so sehr als eine Stütze der Theorie betrachtet werden, so sind in geologischer wie faunistischer, wie petrographischer, wie tektonischer Hinsicht nur leichte Ähnlichkeiten oder gar Gegensätze, keineswegs aber Identitäten vorhanden. Die Fragen, die zu diesem letzten Kreise gehören, werden besonders eingehend behandelt. Gerade darüber ist aber in der ganzen WEGENER-Debatte soviel diskutiert worden, daß eine neue Aufzählung an dieser Stelle erspart werden kann. Es sei hingewiesen auf die beiden Tabellen (S. 260/61 und 270/71), in denen die geologischen Be-

ziehungen zwischen Kapegebirge und argentinischer Sierra einerseits und Irland und Neufundland andererseits zeitlich geordnet zusammengestellt sind. Gesondert in Betracht gezogen werden die Beziehungen des Mittelerrans zur Antillenregion, die Kaledoniden und die Varisciden. Zum Schluß die Abwägung der faunistischen und floristischen Beziehungen und des Wertes der spätpaläozoischen Vereisung in dieser Hinsicht.

Der Befund über WEGENER's Verschiebungstheorie ist negativ. „Er hat viel Anregung gegeben, er hat nichts bewiesen.“ Ein kurzer Rückblick, wie die Geschichte der Erde sich in den Augen des Verf.'s malt, schließt den höchst interessanten Aufsatz. Freunde und Feinde der Verschiebung werden ihn als einen der gründlichsten über die Materie würdigen müssen.

[Die Bedeutung der permischen Vereisung wird besonders gründlich behandelt in einer Schrift desselben Verf.'s „Review of the late paleozoic formations etc.“ Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 769—886.]

Curt Telchert.

J. Barrell: On Continental Fragmentation and the Geological Bearing of the Moons Surficial Features. (Ann. Rep. Smithsonian Inst. for 1928. Washington 1929. 283—306. 3 Taf.)

Verf. erörtert ziemlich ausführlich das Für und Wider der Theorie vom Absinken der Kontinente. Die in diesem alten Streit um die Permanenz oder Nicht-Permanenz der Kontinente und Ozeane gebrauchten Argumente sind zu bekannt als daß sie hier angeführt zu werden brauchten. Mit der Schlußfolgerung, daß die Möglichkeit des Niederbruchs von Kontinentalflächen zu Ozeantiefen vorhanden ist, stellt sich Verf. bemerkenswerterweise in Gegensatz zu den meisten seiner amerikanischen Kollegen. Jedoch scheint ihm diese Theorie eine Reihe von schwerwiegenden Postulaten zu erfordern:

1. ist ein allmählicher Übergang der granitischen Kruste über ein intermediäres Stadium in einen basaltischen Zustand zu fordern;

2. soll diese basaltische Zone (für welche der schon früher bei B. WILLIS auftauchende Name „Asthenosphäre“ gebraucht wird) in der beträchtlichen Tiefe von einigen 100 Meilen beginnen. Der Sitz der eigentlichen vulkanischen Aktivität dagegen ist die intermediäre, dioritische Zone;

3. wird die Ursache der periodischen Magmatätigkeit in der Radioaktivität zu suchen sein;

4. bricht das Magma, und zwar hauptsächlich granitisches, nur gelegentlich und in bestimmter Zone zur Oberfläche durch, was in Temperatur- und Dichtigkeitsverhältnissen seine Ursache hat;

5. wird das Absinken von Krustenstücken erleichtert durch allgemeine Erhitzung der Kruste unterhalb der Intrusionszone. Die Isostasie wird berücksichtigt.

So weit also alles auf die Erde beschränkt bleibt, handelt es sich letzten Endes um feststellbare Tatsachen, die man diskutieren kann. Nun wird aber der Mond in die Sache hereingezogen und soll beweisen helfen, daß ein Absinken von Kontinentalfeldern tatsächlich stattfinden kann! Hier sollen die Mondkrater Gebilde sein, die den irdischen Ozeanbecken vergleichbar sind.

Curt Telchert.

II. 18*

A. L. du Tolt: A geological comparison of South America with South Africa. Mit einem Anhang: F. R. COWPER REED: Upper carboniferous fossils from Argentina. (Carnegie Institution of Washington Publ., Nr. 381. 1927. 158 S. 16 Taf. 1 geolog. Karte d. mittl. Südamerika. 1 Profiltaf. 7 Textabb.)

Du Tolt berichtet nicht nur über seine fünfmonatliche Reise durch Brasilien, Uruguay und Argentinien, sondern bemüht sich auch um eine vergleichende Stratigraphie und Erdgeschichte des mittleren Südamerika, woran ihm besonders liegt, da WEGENER's Verschiebungshypothese gestützt werden soll. Der konzentrierte Niederschlag dieser Bemühungen ist die nachfolgend wiedergegebene Tafel, die in einem panoramaartigen Rundblick die Stratigraphie des Kaplandes, der Falklandsinseln, des westlichen Mittelargentinien, Westargentinien, Südbolivien, des Parana-Beckens, Südwestafrikas und Transvaals überschaut. Da unsere Wiedergabe auf einzelne stratigraphische Gruppenbezeichnungen Raumes halber verzichtet, so sei allem Weiteren vorausgeschickt, daß die Schichtenfolgen am Rande und auf dem Gondwanakontinente in verschiedenen Gebieten verschieden benannt werden. Doch sind die Bezeichnungen „Karoo-System“ (Kap), „Paganzo-System“ (Westargentinien) und Santa Catharina-System (Paraná) fast völlig gleichwertige Äquivalente der Stufen Mittelcarbon bis Lias einschließlich.

Im einzelnen parallelisiert Du Tolt verschiedentlich in einer von den südamerikanischen Spezialarbeiten etwas abweichender Weise, legt aber auch in 4 Kapiteln seines Buches seine Auffassung der südamerikanischen Profile dar. Nur eine Auswahl dieser Einzelheiten kann hier Platz finden.

Die argentinische Sierra de la Ventana bedeutet einen wichtigen stratigraphischen Stützpunkt. Sie enthält eine „Infra-Tillit-Serie“, die gerade wie die ältesten südafrikanischen Schichten von S her zusammengeschoben erscheinen. Die liegenden Quarzite der Sierra ähneln petrographisch sehr den Tafelberg-Schichten in ihrer südlichen Fazies, und die nächstfolgenden Schiefer entsprechen weitgehend der Bokkeveld-Serie; nur die hangenden Grauwacken der Sierra sind eine Sonderfazies. Die Tillite, mit denen dann die Gondwana-Serie der Sierra beginnt, sind denjenigen der obercarbonen Dwyka-Formation erstaunlich ähnlich. Auch die Analogie zwischen den Pillahuincó-Schichten und der Ecca-Serie ist unverkennbar. Vollkommen wird die Analogie mit dem Aufbau der Kapgebirge erst dadurch, daß, ganz wie dort, auch in der Sierra hochgelegene Abrasionsterrassen mit Quarzituntergrund bedeckt werden von Konglomeraten und Breccien, wie sie am Kap der Miocän- bis Pliocänzeit zugeordnet werden. (Siehe nebenstehende Tabelle.)

Die westargentinischen Präkordilleren, insbesondere die Sierra Chica de Zonda im S von San Juan, zeigen das Paganzo über Altpaläozoicum so gleich mit einem dreifachen Glazial beginnend. Während KEIDEL hier zu trennen versucht zwischen einem unter- bis obercarbonen Anteil der Profile und der Glazialserie nebst permischer *Glossopteris*-Flora, spricht Verf. lieber von einem „Unteren Paganzo“ mit enger Verquickung glazialer und pflanzenführender Schichten, wobei die Flora mit ihrem eigenen nördlichen Einschlag am ehesten für den Übergang von Mittel- zu Obercarbon spreche. Damit

	Kap-Provinz	Falklandsinseln	Sierra de la Ventana	San Juan-La Rioja (Präkordilleren)	Barreal (Fuß der Hauptkord.)	Nördl. Argentinien und Südbolivien	Parana-Becken	Maraná (Brasil. Nordküste)	Südwestafrika nördl. südl.	Transvaal
Stromberg	Basalte Cave-Sandstein Rote Schichten Molteno-Schichten			Pag. V. Rotes Konglomerat etc. Pag. IV. „Rhät“	V. Rotes Konglomerat IV. „Rhät“	Mergel Kalke und Dolomite	São Bento { Eruptive der Serra Geral Botucatu-Sandstein Rio do Rasto	Mearim { Basalte Rote Sandsteine ?	Stromberg { Basalte Kaoko-Sch. Basalte	Basalte Bushveld-Sandstein Bushveld-Mergel
	Beaufort			Paganzo III		Bermejo { Obere Sandsteine (Machareti) Mandiyuti Oquita	Passa Dois { Estrada Nova (Oberstufe) Estrada Nova (Unterstufe)	Parnahyba { Schiefer und Sandsteine m. <i>Psaronius</i>		
	Ecca	Lafonian { Sandsteine und Schiefer Schiefer. Tone etc.	Pillahuinco-Schichten	Paganzo II		Materal	Iraty Tuberão { Palermo Bonito Itararé { Glaziale		Ecca	Steinkohle
Dwyka	Weißes Band Obere Schiefer Glaziale Untere Schiefer		Schiefer, Sandsteine etc. Glaziale	Schiefer Glaziale	Pag. I { Schiefer etc. Glaziale Cardiopteris-Sch. Glaziale	Tontal { Marine Schicht. mit <i>Productus</i> und <i>Spirifer</i> Glaziale	<i>Spirifer</i> - und <i>Productus</i> -Schichten		Dwyka { Weißes Bd. Obere Schiefer Glaziale	
Kap-System	Witteberg-Quarzite und -Schiefer Bokkeveld-Schicht Tafelberg-Sandsteine	Quarzite, Sandsteine, Schiefer Schiefer und Sandsteine Barren-Sandsteine	Grauwacken Schiefer Sierra-Ventana-Quarzit	Schiefer, Grauwacken und Sandstein		Sica-sica-Schichten Huamampampa-Sandsteine <i>Conularia</i> - und <i>Crinoiden</i> -Schichten Icla-Sandsteine	Ponta Grossa-Schiefer Furnas-Sandsteine			

ergibt sich dann eine Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in Neusüdwaies, so daß die Vermutung auftaucht, daß auch diese beiden Weltgegenden einander ursprünglich viel nachbarlicher lagen. Jedenfalls erscheint der frühe Beginn der Glazialfazies im äußersten Westen Argentiniens bemerkenswert. Für das gesamte Paganzo im Sprachgebrauch von TORR's ergeben sich folgende 5 Stufen:

- V. Schichten der Sierra de Paganzo, 400—500 m, rhätisch-liassisch, vielleicht noch weiter reichend.
- IV. Trias inkl. Rhät.
- III. Oberperm, 300—500 m.
- II. Unterperm, 300—500 m.
- I. Obercarbon, 150—300 m.

Dabei erinnern Paganzo II und III (ebenso wie die Estrada-Nova-Gruppe Uruguays) sehr an die Ecce-Serie der südlichen Kalahari und der Gegend um Keetmanshoop. Infolge der spätpermischen oder frühtriassischen Aufaltung der „Gondwaniden“ ist der Übergang zwischen Paganzo III und IV nur in einem Teil des westlichen Argentiniens lückenlos. Mehrere Profile werden umgedeutet. In der Gegend von Mendoza wird die angebliche Kreide des Cerro Colorado in das oberste Paganzo versetzt. Das große Profil von Potrerillos an der transandinen Bahn wird ebenfalls zur Hauptsache in Paganzo V untergebracht, in dessen Hangenden sogleich die pliocänen Calchaqui-Schichten auftreten. Paganzo IV ist durch die *Thinnfeldia*-Flora ausgezeichnet und erlaubt Beziehungen zu den Molteno-Beds des Kaplandes, sowie zur Ipswich-Serie von Ostaustralien. Außer gemeinsamen Pflanzenarten tritt auch die Phyllopodengattung *Cyzicus* (*Estheria*) mit nahestehenden Arten auf.

In Südwestargentinien, im Neuquén, sind neocome Marinsedimente verbreitet, die auffallende faunistische Beziehungen zur Uitenhage-Serie des Kaplandes zeigen.

Zwischen dem brasilianischen Devon und dem der Sierra de la Ventana (Arg.) vermittelt vielleicht in Uruguay die Schichtenfolge von Piedras de Afilar, harte, feinkörnige Quarzite und rote Sandsteine, die allerdings von K. WALTHER mit der triassischen São-Bentos-Serie parallelisiert werden. Die „Brasiliden“ KEIDEL's mit ihrer SW-Tektonik reichen wohl von Uruguay bis Bahia. Vielleicht ist auch die Lavras-Serie im Staate Bahia devonisch. Sie beansprucht ein besonderes Interesse als wahrscheinliche Quelle der Bahia-Diamanten. Älter, wahrscheinlich silurisch, sind die Assunguy-Serie und die Schichten von Bom Jesus de Lapa; noch älter, wahrscheinlich algonkisch, die Minas-Serie mit ihren 3 Abteilungen (1. Espinaço-Quarzit, 2. Itabirit, 3. Quarzite). Wie in Südafrika, so scheint es auch in Brasilien Diamanten zu geben, die älter sind als die autochthonen Schlotvorkommen. Wichtig für den Vergleich mit der paläozoischen Synklinale des Amazonastales erscheint das Mitteldevon von Acera, Goldküste, mit seiner Hamilton-Fauna.

Von den Gondwana-Bildungen des östlichsten Südamerikas wird hervor-
gehoben, daß die 3 Glazialhorizonte von Fraile Muerto (Urug.) auf ein Ver-
gletscherungszentrum hindeuten, das im SO lag. Auch hier enthält das tiefe
Gondwana verschiedene Floren. Diejenige der Bonito-Gruppe (Paraná) ist

obercarbonisch, die der Estancia-Schichten (Sergipe-Bahia) obercarbonisch bis unterpermisch. Wo der brasilianische Schild an seinem heutigen Ostrande noch Jungpaläozoicum trägt, handelt es sich um kontinentale Bildungen. Nach von HUENE verteilen sich die *Mesosaurus*-Funde der Iraty-Gruppe auf die beiden Arten *tumidus* und *brasilienis*, während die Funde im „Weißen Band“ der Dwyka-Schichten, des auch petrographisch so ähnlichen südafrikanischen Äquivalentes, alle zu *Mesosaurus tenuidens* gehören. Während die Schichtfolgen der Estrada-Nova-Gruppe (etwa dem Paganzo II und III äquivalent) von ozeanischen Invasionen und Ästuarienbildungen zeugen, sind die Äquivalente der Trias, der rote Sandstein von Rio do Rasto und in der Hauptsache auch der Botucatú-Sandstein, äolischer Bildung. Die Eruptivserie der Serra Geral schließt die Gondwanabildungen ab mit ihren wahrscheinlich rhätoliassischen Ergüssen. Wahrscheinlich nur wenig jünger sind die Doleritgänge im Santa-Catharina-System.

In seinem sechsten Kapitel stellt Verf. den Ablauf der Erdgeschichte der afro-amerikanischen Landmasse dar. Der silurische Ozean, der sich von der Sahara bis nach Bolivien erstreckte, beherbergte eine Fauna borealen Charakters. Im S, wahrscheinlich bis zur Linie Zentralafrika—Uruguay, lag schon damals Land. Unmittelbar vor Ende des Silurs begann eine große „devonische“ Transgression (Deltaablagerungen von Paraná, Matto Grosso, Sierra de la Ventana, Falklandsinseln, Kap). Darüber schoben sich weiterhin marine Sand- und Schlammablagerungen mit südlicher Fauna. Das Fehlen von Kalken und die Seltenheit der Korallen läßt schon für diese Phase kühles Klima vermuten. Oberdevonische Meeresfaunen sind nur mehr auf das Amazonasbecken beschränkt — es erfolgte die vermutlich isostatische Heraushebung des Gondwanakontinentes. Der Ozean zog sich, spätestens im Unter-carbon, auf die Linie Südperu—Goldküste zurück. Im präandinen Gebiet erfolgte eine Faltung. Dennoch vermochte das obercarbonische Meer nach Bolivien zurückzukehren und einen schmalen Meeresarm bis nach San Juan auszustrecken. Inzwischen drang die carbonische Vergletscherung von S her bis in die flachen Küstenwässer des Ozeans vor. Im Bereich eines Tieflandsaumes kam es zur Verzahnung mariner und glazialer Bildungen, sowohl auf afrikanischer als auf südamerikanischer Seite. Ein Vergletscherungszentrum lag in Südwestafrika, das Ausräumungsgebiet südostamerikanischen Gletscherschutt lag südöstlich des heutigen Kontinentalrandes, wofür auch die Orientierung der Gletscherschrammen auf den Falklandsinseln spricht. Man kann die Annahme vertreten, daß das Vereisungsphänomen zuerst in Ostaustralien einsetzte und seinen Schwerpunkt immer weiter östlich verlegte (via Argentinien, Südafrika, Westaustralien). Die Iraty-Dwyka-Schiefer werden als Golfablagerungen unter vergiftetem Bodenwasser aufgefaßt. In küstennahen Landgebieten bildeten sich Kohlenflöze mit *Glossopteris*, in küstenferneren Tieflandsstrecken eintönige halbaride Sedimente mit Wirbeltierfauna. Die Gondwaniden vom Kap bis zur Puna de Atacama sind spätpermische Küstenketten des Gondwanalandes. Am Ende der Trias bedeckt sich dieses Land mit ariden Sedimenten, vielleicht auch mit löbartigen Bildungen. Schließlich folgt eine gewaltige vulkanische Tätigkeit in der „Basaltzeit“, die mit Nachklängen wahrscheinlich bis in den Lias hinein dauert.

Die Postgondwanazeiten sind durch mannigfaltige Transgressionen ausgezeichnet, aber noch zu Beginn der Kreide besteht ein zusammenhängendes Kontinentalgebiet, von dem sich allerdings Madagaskar und Indien schon abgetrennt haben. Die tektonisch bewegte mittlere Kreidezeit (Turon) brachte die Randbrüche der Küste von Natal und Zululand und die Deformationen des Neuquén und Chubut (die „Patagoniden“ KEIDEL's). Es folgte aber eine gewaltige Abtragung, die es dem jungtertiären Ozean ermöglichte, zu transgredieren. Andererseits stiegen aber auch der brasilianische Schild sowohl wie Südafrika im Tertiär erneut empor.

Alle vorgetragenen Dokumente werden nun mit der Verschiebungshypothese in Beziehung gebracht; insbesondere zählt Verf. 15 Vergleichsmomente auf, die für eine ursprünglich wesentlich benachbartere Lage der heutigen Landmassen sprechen, beginnend mit der Ausbildung des Proterozoicums und Altpaläozoicums und den eingeschalteten Granitmassiven beiderseits. Sowohl auf der Nordseite des Gondwanalandes wie auf seiner Südseite werden zumal für die Devonzeit auffallend übereinstimmende Verhältnisse beiderseits des heutigen Atlantik festgestellt. Die Auflagerung und Ausbildung der carbonischen Glazialbildungen werden in ihrer Übereinstimmung gewürdigt, ferner der weit verbreitete Hiatus zwischen Altperm und Jungtrias usf. bis zu den beiderseitigen erdgeschichtlichen Dokumenten aus dem Neogen. Damit die Falklandsinseln die Rolle als Bindeglied spielen können, die ihnen auf Grund der dortigen Ausbildung des Devon-Carbons zugesprochen wird, denkt man sich ihre ursprüngliche Lage um so viel nördlicher, daß die Gondwaniden im S von Buenos Aires über sie hinweg in die Kaplandsfalten übergehen. Nicht nur die Meere, die das verengte Gondwanaland im S und im N bespülten, enthielten einheitliche Südfaunen und Nordfaunen (besonders im Devon), sondern auch die Festlandslebewelt gehört eng zusammen (vgl. oben über *Mesosaurus*, *Glossopteris-Gangamopteris* und *Thinnfeldia*). Eine Skizze der noch nicht verschobenen Kontinentalmassen nähert die heutigen Kontinentalränder auf 400—800 km, wobei das Kap und Bahia Blanca einander gegenüberliegen, getrennt durch die hereingeschobenen Falklandsinseln. So gibt sich nicht sowohl eine Parallelität der Festlandsränder von hier an nach N zu erkennen, als besonders ein gewisser Parallelismus der beiderseitigen Küstenzusammensetzung.

Hat sich die Verschiebungshypothese soweit nach d. Verf.'s Ansicht bewährt (obwohl unverkennbar alles erdgeschichtliche Material von vornherein unter dem Gesichtswinkel der Hypothese gesehen wurde), so gewährt sie auch noch weitergehende, ihr eigentümliche „Vorteile“ des Erklärens. Z. B. reicht das nach der Skizze d. Verf.'s orientierte Südamerika nicht so sehr in die Äquatorialregion hinein, womit die umfassende Beteiligung an der carbonischen Vereisung verständlicher wird.

Zum Schluß sei auf das eben erschienene Referat aus der Feder des Argentinienforschers F. KÜHN in den „Naturwissenschaften“ (1929, S. 600 bis 603) hingewiesen.

Über den paläontologischen Anhang von F. R. COWPER REED wird in Reihe III der Referate berichtet.

Wetzel.

- Longwell, Ch. R.: Character and history of the „continental nuclei“. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 104. Abstract.)
- Gregory, J. W.: The geological history of the Atlantic Ocean (Presid. Address). (Quart. Journ. Geol. Soc. 85. Nr. 338. London 1929. LXVIII—CXXII.)
- Collet, Leon W.: The Alps and WEGENER's Theory. (The Geographical Journ. April 1926. 301—311. — Ref. dies. Jb. 1929. III. 229.)

E. P. Shephard: Origin of Continental abyssal slopes. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 107—108.)

In einem Auszug aus einem Vortrag wird dargelegt, daß die Abhänge, welche die Kontinentschelfe begrenzen, meist durch Verwerfungen bedingt sein müssen, und daß die Stufen durch Anlagerung von Sedimentmassen, die über die Kante hinübergespült werden, von ihrer ursprünglichen Steilheit verlieren. Das Ergebnis ist durch Vergleiche mit ähnlichen Formen auf dem festen Lande und aus der Vergesellschaftung von Erdbebenepizentren mit vielen Schelffrändern gewonnen worden. Gegen die älteren Ansichten, daß der Schelf Brandungsterrassen und Deltabildungen sei, sprechen Hügel am Rande des Schelfs und anstehender nackter Fels. Es ist zu wünschen, daß diesem Abstrakt später die ausführliche Arbeit folgen möge.

Pratje.

Arth. Keith: Structural Symmetry in North America. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 321—386. Presidential Address.)

Diese höchst interessante Untersuchung geht zunächst von einer Betrachtung der rein äußerlichen Symmetrie des nordamerikanischen Kontinents aus, der ein Dreieck bildet mit dem Scheitelpunkt im S und charakteristischen Falteengebirgen längs beider Schenkel. Um diese zunächst rein äußerliche geographische Symmetrie auch als geologische Symmetrie zu begründen, wird in die Diskussion und Erläuterung des Baues der einzelnen Gebirge eingetreten.

Zunächst die Appalachen. Sie zeigen folgende Strukturelemente von W nach O:

1. „Dome-basin region“. Dies ist die weite Ebene zwischen den Appalachen und den Rocky Mountains.
2. Die Zone enger Faltung, in deren südöstlichem Teil auch Überschiebungen auftreten.
3. Die Zone der Faltungsüberschiebungen, die oft noch durch spätere Faltungen und Verwerfungen kompliziert ist. Die Überschiebungsf lächen fallen nach SO.
4. Die Blue Ridge Geantiklinale, welche die zentralen höchsten Teile der Appalachen bildet. Auch hier Überschiebungen und im südlichen Teil junge Granitbatholithe. Beginn der Metamorphose, welche sich südostwärts verstärkt.
5. Die Zone normaler Verwerfungen, nach der eigentlichen appalachischen Gebirgsbildung entstanden.
6. Die Batholithenzone, vor allen Dingen ausgeprägt in Georgia, den beiden Carolinas und Neuengland.

7. Die Zone der Fächerstruktur, in der die Faltungs- und Schieferungsflächen entgegen der allgemeinen Regel in den Appalachen nach NW fallen. Die Zone ist oft unterbrochen von jüngeren Batholithen.

Diese Strukturen resultieren alle einheitlich aus einem Druck von SO her.

Auf der andern Seite des Kontinents werden bei den Cordilleren folgende Strukturelemente von O nach W unterschieden:

1. „Dome-basin region“, welche die Hochflächen Nordamerikas von den arktischen Gebieten bis zum Golf von Mexiko umfaßt.

2. Die Faltungszone von Alaska bis nach Mexiko hinein, charakterisiert durch Falten von großer Länge.

3. Die Zone der Faltungsüberschiebungen, ebenfalls in der ganzen Erstreckung des Gebirges bekannt. Die Überschiebungsflächen fallen nach W.

4. Die Geantiklinalzone, noch unvollkommen bekannt, teils durch Tertiär verdeckt, teils durch junge Batholithe verwischt.

5. Die Zone der normalen Verwerfungen, eine der ausgedehntesten der Laramidenphase.

6. Die Batholithenzone, die in mehreren Zügen angeordnet ist.

Diese frappante Symmetrie der Strukturen erscheint nicht gekünstelt, sondern den natürlichen Verhältnissen zu entsprechen. Indessen kann hier die große Zahl von lokalen und stratigraphischen Einzelheiten, die zur Erläuterung herangezogen werden, übergangen werden. Als charakteristisch sei noch hervorgehoben, daß die präcambrische Peneplain sich an beiden Seiten unter die Gebirge hinunterbiegt, wie aus klaren Profilen hervorgeht.

In längeren eingehenden Untersuchungen wird der Parallelismus jeder der erwähnten Zonen in Cordilleren und Appalachen dargestellt. Die Cordillerenstruktur zeigt sich so als ein genaues Spiegelbild der appalachischen und deren Wiederholung zu einer wesentlich späteren Zeit. Der breite kontinentale Rücken zwischen beiden Gebirgen, der sich heute als weite Synklinale darstellt, besitzt in Wahrheit, tektonisch gesehen, einen antiklinalen Charakter.

Diese Ergebnisse können hier am besten in der am Schluß der Arbeit vom Verf. zusammengestellten Tabelle wiedergegeben werden, die nun, entsprechend der eingangs festgestellten Parallelität des geologischen Baues, in Kürze auch die Parallelität des zeitlichen Ablaufs der geologischen Ereignisse in beiden Gebieten klarlegt. (Siehe S. 282.)

Die vom Verf. geäußerten allgemeintektonischen Ansichten sollen noch kurz gestreift werden. Sie beginnen mit einer gänzlichen Ablehnung sowohl der WEGENER'schen als auch der TAYLOR'schen Ansichten von irgendwelchen Verschiebungen der Kontinente zueinander.

Tatsache aber ist die Existenz von Faltungsrändern an Kontinenten wie Nord- und Südamerika und auch anderswo schon seit weit zurückliegenden Zeiten. Daraus wird eine annähernde Konstanz der Kontinentgestaltung für die geologisch erfaßbare Zeit gefolgert — mit anderen Worten Permanenz der Kontinente und Ozeane und Pressung und Druck und Faltung der Kontinente von ihren Rändern, also vom Ozean als stabilem Element ausgehend zentripetal gegen das Innere zu.

Cordilleren	Ereignisse	Appalachen
Devon und Trias	Die Erdoberfläche eine Peneplain Erhebung von Geantiklinalen, Absinken von Geosynklinalen. Vorläufer von Magmabewegungen	Mittelcambrium
Ende des Jura	Erste Faltungen mit batholithischen Intrusionen	Ordovicium und Devon
Ende der Kreide	Größere Überschiebungen in oder nahe der Geantiklinale. Überfahren der Geosynklinale. Ausgedehnte Batholithenbewegungen	Obercarbon
Alttertiär	Größere enge Faltung und antiklinale Verwerfungen, begleitet von batholithischen Intrusionen, die bis in höhere Krustenteile vordringen	Perm
Mitteltertiär	Nachlassen des Drucks. Teilweiser Stillstand der Batholithe. Vulkanische Ergüsse	Trias
Jungtertiär bis Gegenwart	Lokale Einbrüche in der Nähe von Batholithen, mit normalen Verwerfungen. Jüngere Stöcke und Schlote. Fortdauernde Erosion zur Peneplain	Jura
Jungtertiär bis Gegenwart	Mehrere kleinere Aufwärtsbewegungen. Zerlegung der Peneplain in Terrassen	Tertiär u. Gegenwart

[Obwohl Verf. eingangs fordert, daß eine tektonische Theorie nicht nur für einen, sondern für alle Kontinente Gültigkeit haben muß — eine zweifellos überspannte Forderung —, wird doch fast ausschließlich Nordamerika betrachtet. Manches klingt an an Thesen, die uns von STILLE und KOBER her wohl bekannt sind. Leider findet die moderne geotektonische Literatur mit Ausnahme von TAYLOR und WEGENER keine Berücksichtigung. Anm. d. Ref.]

Curt Teichert.

F. B. Taylor: Bearing of distribution of earthquakes and volcanoes on their origin. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 1001 bis 1016. 4 Kartenskizzen.)

Wieder geht Verf. von seiner Hypothese aus, daß die nördlichen Kontinente (mit Ausnahme von Grönland) in Südwärtsbewegung, die südlichen (mit Ausnahme von Afrika und Arabien und Indien und der Antarktis) in Nordwärtsbewegung begriffen sind. Sodann betrachtet er die Karte der Verteilung der Erdbebenepizentren hauptsächlich auf der pazifischen Hemisphäre und macht die Feststellung, daß eine große Anzahl von Erdbebengebieten soweit ab von der Küste gelegen ist, daß ihr Zusammenhang mit dem

Kontinent oder mit irgendwelchen sichtbaren jungen Gebirgsketten fraglich oder unwahrscheinlich ist. Besonders deutlich tritt dies im westlichen Pazifik hervor. Durch das Südwärtsdrängen Asiens und die Norddrift Australiens soll nun [wie es übrigens bekanntlich auch WEGENER annimmt. D. Ref.] gewissermaßen ein Konfliktgebiet zwischen beiden Kontinenten im ostindischen Archipel westlich von Neuguinea vorhanden sein. Die Bemühungen d. Verf.'s, die darauf hinzielen, diese Tatsache an der Epizentrenverteilung zu beweisen, wirken indessen wenig überzeugend. Ein Blick auf die Karte der Epizentren in dieser Gegend läßt jede andere Verbindung derselben ebenso plausibel erscheinen, als die vom Verf. nahegelegte. Überzeugender wirkt eine Reihe von Epizentren, die anscheinend in der Tat in weitem Bogen nach S vorstoßend der Aleutengirlande vorgelagert ist. Dieser weit vorgelagerte Bogen zielt direkt auf die südlichste der alaskischen Gebirgsketten hin, die frei ins Meer ausstreicht und sich nicht in den Aleutenbogen fortsetzt. Es wird vermutet, daß der submarine Erdbebenbogen eine Fortsetzung dieser Kette sein könnte.

Eine Reihe weiterer solcher Bögen wird im westlichen Pazifik vermutet, wo sie dem Rande Asiens und Australiens vorlagern sollen. Gedeutet werden diese als verursacht durch den Vorstoß beider Kontinente gegen den Pazifik, der sich so in bogenförmigen Vorläufern bemerkbar macht.

Verhältnismäßig wenige Epizentren zeigen die Himalayaregion und Nordamerika, etwas mehr Südamerika, was mit mehr oder weniger starker Bewegungsaktivität der einzelnen Kontinente erklärt wird.

Einige abschließende Bemerkungen werden der Verbreitung der Vulkane gewidmet.

Man sollte die jungen Gebirgszüge der Erde nicht in pazifische und mediterrane teilen, sondern in solche der nördlichen und der südlichen Erdkugel, was den genetischen Verhältnissen, wie Verf. sie deutet, mehr entsprechen soll.

[Es muß darauf hingewiesen werden, daß die Karte, von der Verf. ausgeht, nur die Erdbeben der Epoche 1899—1911 umfaßt. Es ist natürlich nicht möglich, die wahre Erdbebenverteilung durch die Beschränkung auf einen so kurzen Zeitraum zu erfassen. Deshalb soll auch keine Kritik der Einzelheiten gegeben werden, weil diese eben als unsicher und nicht gut begründet angesehen werden müssen. Schließlich sei nur noch auf die Arbeit von TAMS über die Erdbeben des Atlantischen Ozeans hingewiesen, die 1927 in Gerlands Beiträgen zur Geophysik veröffentlicht wurde (vgl. Bespr.: ds. Jb. 1928. II. 530—532). Solche Untersuchungen sind wertvoll, aber weltumspannende Hypothesen sollten schließlich auch nur auf solcher präzisen Einzelarbeit aufgebaut werden. D. Ref.]

Curt Telchert.

F. B. Taylor: North America and Asia a comparison in tertiary diastrophism. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 985—1000. Mit 4 Karten.)

F. B. TAYLOR's Anschauungen gehen bekanntlich in mancher Hinsicht mit denen A. WEGENER's parallel, wenngleich es nicht gerechtfertigt ist, die Ansichten beider Forscher zu einer „TAYLOR-WEGENER'schen Theorie“ zu

vereinigen, wie es in Amerika öfters geschieht. In vorliegender Arbeit geht Verf. von folgenden früher von ihm erläuterten Grundsätzen aus:

Seit der späteren Kreidezeit bewegen sich die Kontinente der nördlichen Hemisphäre — Europa, Asien, Nordamerika — südwärts, die der südlichen — Südamerika, Australien — nach N. Unbeweglich verharren: Grönland, Afrika mit Arabien und Indien und die Antarktis. Beweise für diese Auffassung sieht Verf. in dem Vorhandensein polarer Dehnungszonen und Zonen der Kompression in mittleren und niedrigen Breiten. Die letzte Ursache für solche Bewegungen glaubt er bekanntlich in Gezeitenkräften sehen zu müssen.

Der Vergleich Amerikas und Asiens wird begonnen mit einer Charakterisierung der Spalte zwischen Nordamerika und Grönland. Die geographische Konfiguration wird hier so erklärt, daß es sich um ein einheitliches Abrücken Nordamerikas von dem feststehenden Grönland handelt. Hierbei ist das eigentliche Festland mit Labrador am weitesten fortbewegt und die 560 Meilen breite Labradorsee ist aufgerissen. Weiter nördlich ist Baffin Land zurückgeblieben und die Breite der Spalte muß aus Baffin Bay und Hudson Strait kombiniert werden. Noch weiter nördlich wird der Vorgang so dargestellt, daß Grant Land, Grinnel Land und Ellesmere Land als einheitlicher Komplex, die Bewegungsrichtung des übrigen Nordamerika einhaltend, am nördlichsten Grönland (Peary Land) entlang geglitten ist. Verf. spricht sich gegen die WEGENER'sche Anschauung aus, nach der Grönland einmal weiter östlich bei Skandinavien gelegen haben soll. Vor allem erscheint ihm die Geschwindigkeit der Westwärtsbewegung Grönlands, wie WEGENER sie angibt, zu rapide, als daß sie ernsthaft zu diskutieren sei.

[Hierzu ist zu bemerken, daß Verf. sich auf die englische Übersetzung des WEGENER'schen Buches aus dem Jahre 1924 stützt. Daten, die WEGENER in der letzten Auflage 1929 mitteilt, können die Tatsachen vielleicht in ein anderes Licht rücken. Anm. d. Ref.]

Durch diese Ausdeutung der Tatsachen hat Verf. einen Teil der für seine Theorie notwendigen Auseinanderziehung in nördlichen Gebeiten bekommen. Für das noch übrigbleibende Alaska und für den großen asiatischen Kontinent gibt die polare Tiefsee die große Aufrißstelle („great rift-basin“) ab.

Sich nunmehr der Betrachtung der Kompressionszonen, also den Kettengebirgen, zuwendend, stellt Verf. zunächst fest, daß die Cordilleren Nordamerikas eine zwar schwer feststellbare, aber doch vorhandene Bogenstruktur zeigen. Als einzige Vortiefe kommt hier die kürzlich entdeckte Acapulco-Tiefe beim südlichen Mexiko in Frage. Solche Bogen sollen nun das Zeichen für ein Vorstoßen eines Kontinents über Ozeanboden sein. In ebenderselben Weise werden dann auch die Inselgirlanden Ostasiens als Anzeichen für von dem Festlandskomplex her wirkende Kräfte ausgedeutet. Wegen der größeren Landmasse und des größeren Bewegungsausmaßes sind hier die Bögen kräftiger geschwungen und die Vortiefen zahlreicher und tiefer. Alaska gewinnt als Treffpunkt beider Bogensysteme eine besondere geotektonische Bedeutung.

Schließlich wird auch noch die WEGENER'sche Erklärung der ostasiatischen Inselbögen in einem besonderen Kapitel abgelehnt mit der Begründung,

daß längs der ganzen Ost- und Südseite von Asien sich nirgends irgendwelche Dehnungs-, dagegen überall nur Kompressionserscheinungen zeigten.

[Die vorstehend sehr kurz zusammengefaßten Ansichten scheinen doch ein allzu starres Schema zu repräsentieren. Der Gedanke des allseitigen Vorrückens der Kontinente gegen das große Becken des Pazifik hat in gewisser Hinsicht etwas Bestechendes, doch fehlt hier noch die nötige geophysikalische Begründung. Darüber hinaus bleiben viele Fragen: Weshalb gerade das kleine Grönland als Fixpunkt? Sind Labradorsee und Polarmeer als geotektonische Äquivalente anzusehen? Ist die Bogenstruktur der Cordilleren wirklich einwandfrei? Und vieles andere!]

Curt Telchert.

E. Kraus, Riga: Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. (Geol. Rundsch. 19. 1928. 353—386, 481—493.)

Die Frage nach der Herkunft der Baustoffe der Festländer veranlaßt den Verf., eine neue geotektonische Theorie, die Zyklustheorie, aufzustellen. Eine Betrachtung des heutigen Zustandes lehrt, daß die Zonen größter Labilität die Randgebiete der Ozeane darstellen. Hier sinken heute noch Geosynklinalen ein, die sich von den Tiefseerinnen nur dadurch unterscheiden, daß sie ständig wieder aufgefüllt werden. Ihre Entstehung gerade am Rande der Festländer wird damit erklärt, daß die dort austreichende Grenze Sal/Sima durch ihre stofflichen Gegensätze sehr labil ist („Stockwerk B“). Eine zweite orogen wichtige Aktivzone ist die Erweichungsgrenze der Gesteine, die in etwa 60 km Tiefe liegt („Stockwerk A“). Die beginnende geosynklinale Senkung verläuft erst langsam (vororogenes Stadium), dann rascher unter stärkerer Reliefgliederung (Flysch, tieforogenes Stadium). Durch zunehmendes Hineinbeziehen der stofflich inhomogenen und daher reaktionsfähigen Sedimente in die Zone A vollzieht sich schließlich die endgültige Auffaltung und Heraushebung. Von jetzt ab (hochorogenes Stadium) beginnt die Abtragung und Verschüttung der Molassevertiefe, bis sich die vollständige Verschweißung mit dem Kontinent vollzieht, die zur Erstarrung führt.

Parallel mit der Orogenese vollzieht sich die Magmenentwicklung pazifisch (basisch bis sauer)-atlantisch, die durch Differenzierung eines gabbroiden „Salsima“ bedingt ist. Die Ophite sind noch ungespalten, dann aber beginnt die Saigerung, bei der sich immer mehr saures Magma an die Unterseite des Faltengebirges anlegt und damit zu seiner Konsolidierung führt.

Die salischen Kontinente schwimmen also auf Salsima (das allerdings noch nirgends als Unterlage von Geosynklinalen festgestellt ist!), wobei weitgehende Verschiebungen für möglich gehalten werden. Vor allem im Bereich des Atlantischen und Indischen Ozeans haben sich nach KRAUS größere Driftbewegungen vollzogen, die am Ozeangrunde sogar die noch tiefer liegende Simaschicht aufquellen ließen.

Das Ziel der Erdentwicklung ist die zunehmende Panzerung mit Kontinenten, die z. T. aus simatischem Detritus aufgebaut werden, während ein nennenswertes Wiederzerbrechen und Einsinken von Salschollen abgelehnt wird.

Brinkmann.

J. Gesztl: Zur Frage der Entstehung der Kontinente und Ozeane. (Gerlands Beiträge zur Geoph. 22. 1929. 353—384.)

Die Arbeit stellt einen Versuch dar, die Entstehung der Kontinente und Ozeane als Wirkung der Kondensation der ursprünglich dampfförmigen Wasserhülle der Erde und der Abkühlung der Erdkruste selbst qualitativ und z. T. auch quantitativ zu erklären. Geringe Ausgangssprunghöhen genügen bei der Abkühlung der ursprünglich überhitzten Wasserdampf-atmosphäre, Druckdifferenzen infolge Kondensation zu erzeugen, durch welche die Sprunghöhen noch vergrößert werden. Auf höher gelegene Schollen wirkte Druckabnahme, auf tiefer gelegene Druckzunahme, so daß an den Stoßflächen der tiefer und höher gelegenen Schollen Schubbeanspruchung auftrat, die bis zum Zerreißen der Schollen führte. Bei hoher Oberflächen-temperatur der Kruste genügten schon kleine spezifische Belastungen, um Schollen abzuscheren. Als effektiven Ausgangsdruck berechnet Verf. die Belastung der Erdoberfläche durch die Atmosphäre zu 260 kg/qcm, erzeugt durch die Wassermasse der heutigen Weltmeere im überhitzten Dampfzustande. Nach beendeter Kondensation ergibt sich eine Belastung der Meere mit ca. 368 kg/qcm, also eine Druckerhöhung um 108 kg/qcm, eine Entlastung der Kontinente um 259 kg/qcm. Diese Druckverschiebung muß eine Hebung der Kontinente um 864 m, eine Senkung der Ozeanböden um 360 m bewirkt, insgesamt also zu einer Sprunghöhe von 1224 m infolge „superkrustaler Erkaltung“ geführt haben.

Als zweiter Faktor tritt die „subkrustale Erkaltung“ hinzu. Sie muß bei isostatischer Lagerung der Schollen (AIRY) die Tiefendifferenzen der unteren Begrenzungsflächen auszugleichen streben, die kontinentalen Schollen also gegen die ozeanischen relativ herausheben. Liegen die ozeanischen Schollen mit ihrer Grundfläche tiefer, so heben diese sich stärker. Verf. glaubt dabei allgemein den Schluß ziehen zu dürfen, daß auf diese Weise auch Kontinental-schollen unter Wasser gesetzt werden können. Die Kontinente werden nicht nur vom subkrustalen Material, sondern z. T. auch durch den hydrostatischen Druck der ozeanischen Wassermassen getragen. Änderungen des Wasser-spiegels müssen daher Änderungen der Höhenlage der Festlandsschollen zur Folge haben. War der Ausgangszustand lediglich durch die Dichteunter-schiede der einzelnen Schollen bestimmt und stabil, so wird diese Stabilität durch das Hinzukommen der Wassermassen gestört und Bewegungen sind die Folge. Ausgehend von der Annahme, daß die Krustenoberfläche der Erde vor Beginn der superkrustalen Erkaltung die gleiche war wie heute, berechnet Verf. aus Erkaltung und Verdichtung der Wassermassen die Höhe der die ganze Erde bedeckenden Wasserschicht. Er findet die maximale Höhe von ca. 2800 m bei 200° C, mittlerer Dichte von 0,862 und einem Sättigungsdruck von 15,85 Atm. Weitere Abkühlung auf ca. 10° C hat dann den theoretischen Wasserspiegel auf 2600 m gesenkt. Eine Verteilung dieser Wassermasse auf die heutige ozeanische Fläche würde eine Meerestiefe von 4000 m bedingen; da aber die kontinentale Fläche damals ihre heutige Sprung-höhe von ca. 3800 m noch nicht erreicht hatte, mußte allgemeine Überflutung vorliegen. Die weitere Erkaltung erst bewirkte dann die Trockenlegung der

Kontinente. Allgemein schließt Verf.: Die superkrustale Flüssigkeit besitzt das Vermögen, das Gleichgewicht des Ausgangszustandes zu stören; Anfänge von Depressionsgebieten (Ozeanbecken) und Aufstiegsgebieten (Kontinenten) weiter auszubilden. Depressions- und Auftriebsgebiete stehen in Wechselwirkung zueinander. Durch Einwirkung der Meere halten sie sich über das vermittelnde subkrustale Material das Gleichgewicht. Das Flächenverhältnis von Festländern zu Ozeanen entspricht bei Isostasie nicht nur der reziproken Sprunghöhe, sondern ist auch vom Dichteverhältnis des Wassers zum subkrustalen Material abhängig.

F. Errulat.

Niveauperänderungen.

Wilser, J. L.: Gesetzmäßigkeiten im spät- und postglazialen Bewegungsbild des nördlichen Europa. (Cbl. f. Min. 1930. B. 129—135.) Enthält viele weitere Literaturangaben zur Frage der jungen Niveauperänderungen.

F. Bastl: Feststellung von Erdkrustenbewegungen im oberen Lechtale und Flexengebiete. (Geologie und Bauwesen. 1. Wien 1929. Heft 2. 83—91. 1 Taf.)

Behufs Verbindung des Nivellementsnetzes der über den Arlberg verlaufenden Linie mit dem bayrischen Feinnivellement wurden im oberen Lechtale und im Flexengebiete, also in Nordwesttirol (Bezirk Ausfern) und in Vorarlberg (Bezirke Bregenz und Bludenz), Feinvermessungen mit den verbesserten Zeiß-Instrumenten durchgeführt, und zwar in zeitlichen Abständen von einem bzw. zwei Jahren. Die mathematische Ausarbeitung ergab nun Abweichungen, die die zulässigen und wahrscheinlichen Fehlergrenzen weit überschreiten, handelt es sich doch um Beträge bis zu 51 mm. Verf. bespricht eingehend alle möglichen Fehlerquellen (Messungsfehler, Störung durch Refraktion, Lattenkorrektur, örtliche Änderung einiger Fixpunkte, Lotabweichungen, Justierungsfehler usw.) und kommt zu dem Ergebnis, daß auch Höchstbeträge der denkbaren Fehlerquellen zur Erklärung der genannten Abweichungen nicht ausreichen. Besonders hinweisend für diese Auffassung ist der Umstand, daß die Abweichung stets im gleichen Sinne erfolgt. Es bleibt also nur die Auslegung übrig, daß das gemessene Geländestück selbst Veränderungen, und zwar eine Hebung erlitten hat. Verf. vermutet aus Überlegungen der Isostasie, daß sich die Zentralalpen senken, ihr nördliches und südliches Vorland dagegen in einer ausgleichenden Hebung begriffen sei. Im kleinen konnte eine verschiedene Beweglichkeit einzelner Schollen wahrscheinlich gemacht werden. Im Hinblick auf die in andern Ländern gemachten Erfahrungen müsse also die Beweglichkeit der Erdkruste nicht als Ausnahme, sondern als die Regel aufgefaßt werden.

Damit ergibt sich die Frage nach dem Ziel und Zweck künftiger Feinvermessungen. Die alten Vermessungen stellen mit ihrem Ausgleich vermeintlicher Fehler (die in Wahrheit vermutlich der Ausdruck von Krustenbewegungen sind) Kompromisse zwischen den Messungen aus verschiedenen Zeiten dar. Auf jeden Fall bedürfen Höhenangaben der Hinzufügung einer Zeitangabe.

In Zukunft können also Feinvermessungen nicht mehr den Zweck haben, die bisher erreichte Genauigkeit vermeintlich zu steigern, sondern nur den, die andauernden Bewegungen der Erdkruste nachzuweisen. **Kieslinger.**

Georg Wagner: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. (Erdgeschichtliche und landeskundliche Abhandlungen aus Schwaben und Franken. H. 10. 300 S. Mit 131 Abb. und 16 Taf. Öhringen, Hohenlohesche Buchhandlung. 1929.)

J. L. Wilser: Heutige Bewegungen der Erdrinde im Oberrheintalgebiet. (Natur und Museum. Frankfurt a. M., Senckenberg. 59. 1929. H. 6. 285—291.)

—: Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintalgebiet. (Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 1929.) — Vgl. die Besprechung in CBl. 1930. B. 176.

An Hand zahlreicher Einzelbeobachtungen aus dem Gebiet der Schwarzwaldtäler, der oberen Donau und des Neckars, erläutert an einer großen Zahl sehr instruktiver Bilder, geht WAGNER den jungen Krustenbewegungen des rechtsrheinischen Süddeutschlands zwischen Neckar und Donau systematisch nach. Den Hauptteil des Buches bilden „Einzelbilder“, in welchen das Beobachtungsmaterial aus den Teilgebieten aufs sorgfältigste zusammengetragen ist. Methodisch besonders wichtig ist der zweite, „Allgemeine“ Teil. Die jungen Krustenbewegungen, die sich besonders in Kippbewegungen der tektonischen Schollen auswirken, führen zu ausgedehnten Schotterablagerungen in den Senkungsgebieten und verstärkter Erosion in den gehobenen Teilen. So entsteht ein Wechsel von „Stau- und Erosionslandschaften“ (S. 276). Es durchquert z. B. der Neckar nicht weniger als 12 verschiedene Staugebiete!

Bei Besprechung der Zusammenhänge zwischen Flußlauf und Tektonik wird besonderer Wert auf die Art der Mäander-Bildung gelegt. „Stau- und Senkungsgebiete haben nie Talmäander, nur die willkürlichen Fluß- oder Wiesenmäander; Hebungs- oder Erosionsgebiete dagegen zeigen in geeigneten Schichten und bei nicht allzu starker Tiefenerosion immer Talmäander“ (S. 270/71).

Schichtenlagerungskarten, bezogen auf die Grenze Muschelkalk-Lettenkohle, zeigen den starken Anteil epirogenetischer Bewegungen des Gebietes, der sonst gewöhnlich von der auffallenderen Bruchtektonik des Rheintalrandes verwischt wird.

Die Frage nach den Ursachen der Krustenbewegungen kann noch nicht eindeutig beantwortet werden. Zusammenhänge mit einer „Eisostasie“ scheinen nicht unmöglich, nur daß in Süddeutschland diese Art der Bewegung sicher bis ins Tertiär zurückgeht. Besonders wichtig scheint mir bei allen diesen Bewegungen die Neubelebung alter tektonischer Linien.

Leider macht sich das Fehlen eines Registers beim Gebrauche dieses populär geschriebenen, landeskundlich wichtigen und besonders methodisch ausgezeichneten Buches unliebsam bemerkbar.

WILSER berichtet (die Arbeit in Natur und Museum ist nur eine kürzere Übersicht der bei Schweizerbart später erschienenen Arbeit) über die jüngsten Bewegungen im Rheintalgraben und über ihre Bedeutung für die Technik.

In einem ersten Abschnitt werden die Sedimentationsverhältnisse im Bett des Stromes selbst besprochen. Durch die Rheinkorrektur wurde die ursprüngliche Stromlänge allein im Oberrheingebiet um ungefähr 100 km gekürzt. Durch die Stärkung des relativen Gefälles sollte ein stärkeres Einschneiden des Stromes erreicht werden, was auch tatsächlich eintrat. Wider Erwarten zeigte sich aber bald an einigen Stellen trotzdem erneute Sedimentation. Der heutige Zustand zeigt von Basel bis etwa Kehl ein Erosionsgebiet, dann herrscht bis etwa Philippsburg Gleichgewicht bezw. Auffüllung, weiter flüßab wieder Erosion.

Trägt man diese Verhältnisse in eine tektonische Karte ein, so zeigt es sich, daß das Erosionsstück Basel—Kehl in das Gebiet der Schwarzwald—Vogesen-Aufwölbung fällt, das Stück ab Philippsburg in das Gebiet der Haardt—Odenwald-Aufwölbung. Das zwischenliegende Aufschüttungsgebiet aber fällt in den Bereich der Zabern-Kraichgau-Senke. Wenn hier in den Sedimentationsverhältnissen derartig die tektonische Großstruktur des Untergrundes durchschlägt, so kann die Ursache nur in heute immer noch andauernden Bewegungen der tektonischen Einheiten zu suchen sein. Vermöchte für diese Bewegungen weniger eine Absenkung des Rheintalgrabens, als das Aufsteigen der seitlichen Rahmgebirge verantwortlich machen.

Ein besonderer Abschnitt ist der Eisenbahntrasse Heidelberg—Basel gewidmet. Stellen, die immer wieder ausbesserungsbedürftig sind, liegen an tektonisch bedeutungsvollen Punkten. Erläutert werden einige wichtige Fälle prinzipieller Art; eine ausführlichere Materialsammlung ist zurzeit noch im Gange.

Ralph von Koenigswald.

Klähn, H.: Junge Tektonik in den Südvogesen. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. 1929. Abt. B. 85—120.)

Wilser, J. L.: Die Entwicklungsstadien des Oberrheintalgrabens. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. 1929. Abt. B. 1—44.)

J. O. Haas et C. R. Hoffmann: Sur l'existence de mouvements tertiaires en direction varisque dans la plaine d'Alsace septentrionale. (C. R. de l'Acad. des Sci. Paris. 187. 1928. 175—176.)

Bedeutende primäre Mächtigkeitsunterschiede sowie auch ein Wechsel der Fazies im elsässischen Oligocän (Sannoisien) zwischen Ohlungen und Steinsalz lassen auf ein variskisch streichendes alttertiäres Senkungsgebiet schließen, welches in das Gebiet der Zabern-Kraichgausenke fällt.

Ralph von Koenigswald.

R. Bärtling: Die jüngeren Bodenbewegungen am Niederrhein von 1921 bis 1927. (Sitz.-Ber. der Preuß. Geol. Landesanst. 1928. H. 3. 140—141.)

J. Weissner: Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. (49 S. M. 24 Abb. u. 1 Karte. Haarfeld-Druck [Essen] 1929.)

E. Zimmermann II: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. (Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 49. 1928. 279—303. M. 1 Abb. u. 2 Taf.)

N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Referate 1930. II.

BÄRTLING bringt einen vorläufigen Bericht über Wiederholungsnivellements der Strecke Haltern—Wesel—Geldern—Straelen—Dammerbrook aus den Jahren 1921—1927. Es lassen sich auf dieser Strecke deutlich Hebungs- und Senkungsgebiete feststellen, deren Begrenzungen durch Störungen festgelegt sind. Da die Höhendifferenz zwischen zwei Störungen stets ungefähr denselben Betrag beibehält, scheint es sich hier um Staffelbewegung der einzelnen Schollen zu handeln. Bezogen auf den Punkt Haltern, von dem jedoch nicht feststeht, ob er selbst nicht auch Veränderungen erlitten hat, so daß die mitgeteilten Werte nur relativ sind, hat z. B. die Umgebung des Forsthauses Freudenberg (Blatt Raesfeld) in 6 Jahren eine Senkung von 17,47 mm erfahren; das Horstgebiet zwischen Straelen und der holländischen Grenze aber hat sich in nur 2 Jahren um 11,19 mm gehoben.

Der große Wert der Arbeit von WEISSNER liegt in den exakt-geodätischen Angaben, die mit einer ausführlichen Besprechung der geodätischen Grundlagen und der Nivellementsnetze mitgeteilt werden. Nach einem Abschnitt über natürliche und künstliche Bodenbewegungen, besonders wichtig bei der Betrachtung der Verhältnisse in Bergbaugebieten, werden als tektonische Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen eine großzügige Schollenbewegung (besser wäre vielleicht der Ausdruck Großschollenbewegung) und (lokale) regionale Bodenbewegungen unterschieden. Die O-Isobase als Achse der Schollenbewegung verläuft in ost-nordöstlicher Richtung von Duisburg über Essen, Bochum nach Dortmund und dann nordöstlich weiter in Richtung nach Hamm zu. Die von QUIRING angenommene Ausdehnung im W bis nach Köln ist durch Messungen nicht nachzuweisen. Der nördliche Teil der Scholle zeigt allmähliche Senkung, der südliche Teil Hebung (bis 30 mm in 25 Jahren in der Gegend von Burscheid), — die regionalen Bodenbewegungen sind auf das Gebiet der Carbonschollen beschränkt und äußern sich in einer verschieden starken Auf- oder meist Abwärtsbewegung der einzelnen Horste und Gräben, wofür ein jährliches Ausmaß von ungefähr + 1,2 mm bis — 1 mm angegeben wird.

ZIMMERMANN zeigt am Niederrhein die Abhängigkeit der Moorverbreitung von tektonischen Linien. In den Senkungsgebieten führt das immer höher ansteigende Grundwasser zur Moorbildung; aus ehemaligen Rinnenseen werden ausgedehntere Stauseen. Weitere Anzeichen junger Bodenbewegungen, auch aus den benachbarten Gebieten, werden kurz besprochen.

Ralph von Koenigswald.

O. v. Linstow: Jugendliche Bodenbewegungen im Bereiche der Weser am Fuße des Sollings. (Zs. deutsch. Geol. Ges. 81. [1929.] 67—70. M. 1 Karte.)

Bei Bodenfelde an der Weser läßt sich aus der Betrachtung der Höhenverhältnisse in einem trockenliegenden Weserarm mit Schottern der Niederterrasse, in dem sich heute eine Umkehr des Gefälles zeigt, eine Heraushebung um ca. 25 m seit dem Ende des Diluviums feststellen. Gleichmäßige Bewegungen vorausgesetzt, ergäbe es eine Hebung von 6—8 mm in je 10 Jahren. Ein Weserarm bei Lippoldsberg, der noch vor 100 Jahren Wasser führte,

ist verlandet, woraus Verf. ebenfalls hier eine beginnende Bodenbewegung abzuleiten geneigt ist.

Ralph von Koenigswald.

Berndt: Küstensenkungsmessungen. (Mitt. des Reichsamtes f. Landesaufnahme. 1927/28. 30—35.)

A. Busch: Neue Beiträge zur Frage der Bodensenkung in Nordfriesland. (Jb. d. nordfriesischen Ver. f. Heimatkunde u. Heimatliebe. 14. Husum 1927. 69—102.)

H. Schütte: Die Senkung der deutschen Nordseeküste und ihr Beweis durch das Oberahnesche Feld im Jadebusen. (Natur u. Museum. 57. Frankfurt a. M. 1927. 151—165. Mit 8 Abb. u. 1 Karte. — Auch abgedruckt in „Aus der Heimat“. Stuttgart 1927. 40.)

W. Wolff: Junge Bodensenkungen an der deutschen Nordseeküste. (Forsch. u. Fortschr. Nachrichtenblatt d. deutschen Wissenschaft u. Technik. 1928. 268—269.)

—: Über die Bedeutung der Feinmessungen für die Erforschung der gegenwärtigen Erdkrustenbewegungen Nordwestdeutschlands, insbesondere des Küstengebietes. (Zs. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1929. 241—261. M. 8 Abb.)

BUSCH beschäftigt sich mit den speziellen Verhältnissen im Insel- und Küstengebiet der Husumer Bucht, wo sich aus der heutigen Tiefenlage alter Kulturböden (bis über 2 m unter M.H.W.), gleichmäßige Bewegung vorausgesetzt, eine Senkung von ca. 33 cm im Jahrhundert ableiten läßt, bei welchem Wert jedoch Sackung, Pressung, Abspülung, sowie Vergrößerung des Tiedenhubs mit eingerechnet sind. Zu einem Senkungsbetrag von 27 cm im Jahrhundert kommt SCHÜTTE für das Gebiet des Jadebusens. Auf der Hallig Oberahnesches Feld liegen mittelalterliche Pflugspuren 1,35 m unter M.H.W. Nach des Verf.'s Ansicht ging das Land durch den Deichbruch von 1511 verloren. [Nach anderer Meinung soll es schon durch einen Einbruch im Jahre 1219 überflutet worden sein, was den Senkungsbetrag auf 19 cm im Jahrhundert vermindern würde. Vgl. WOLFF, Zs. f. Erdk. 245.] — Ein alter Damm bei Sande, südwestlich von Wilhelmshaven, hat in 270 Jahren eine Senkung um ca. 1 m erfahren.

BERNDT gibt die Beschreibung eines in Zusammenarbeit mit der Preussischen Geologischen Landesanstalt festgelegten Nivellements. Als Ausgangspunkt ist Wallenhorst bei Osnabrück gewählt worden, wo Diluvialablagerungen unmittelbar auf Jura liegen. Durch geeignete Meßpunkte soll das ganze Küstengebiet zwischen der Elbe und der holländischen Grenze erfaßt werden. Um eine Beschädigung und Verrückung der Fixpunkte möglichst zu verhindern, ist eine unterirdische Lage derselben in abgelegenen Wald- und Heidegebieten bevorzugt worden. Für die erste Nachmessung ist eine Zeitspanne von 25 Jahren vorgesehen, doch wird vorgeschlagen, schon nach 10 Jahren eine solche vorzunehmen. [Eine Erweiterung des Nivellementsnetzes und ein zweiter Anschlußpunkt an den Gebirgsrahmen Norddeutschlands bei Flechtingen, westlich Magdeburg, sind vorgesehen. WOLFF, Zs. f. Erdk. S. 258.]

Eine sehr ausführliche Zusammenfassung aller vorliegenden Beobachtungen und Angaben (Literaturverzeichnis) gibt WOLFF in der *Zs. f. Erdk.* Von Senkungserscheinungen an der Nordseeküste werden außer den schon oben besprochenen solche aus Ostfriesland, Gegend von Bunde, mitgeteilt. In einigen Häfen ergibt sich aus Pegelbeobachtungen ein Ansteigen der mittleren Hoch- und Niedrigwasserstände, was, aufs Jahrhundert umgerechnet, für Wilhelmshaven 23 cm, für Bremerhaven 18,5 (?) cm, für Cuxhaven 19,5 cm ausmacht. Doch kommen hier als mögliche Fehlerquellen in Frage: Nachsacken der Pegel, Periodizität meteorologischer Verhältnisse oder auch eine Änderung der Gezeitenverhältnisse.

Da an anderen Stellen, wie Beobachtungen an der dithmarschen Küste lehren, eine Senkung sicher nicht stattgefunden hat, handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um Sonderbewegungen einiger tektonischer Senkungsfelder. — Nach einer kurzen Beschreibung der geologischen Entwicklungsgeschichte der Nordsee seit dem Ende der Eiszeit weist Verf. auf die Wichtigkeit objektiver Messungsmethoden zur Erkenntnis der Art dieser tektonischen Bewegungen hin. Eingehend wird das Netz der in Ausführung begriffenen und geplanten Feinnivellements in Nordwestdeutschland durchgesprochen. Außer praktischen Resultaten für die Lösung der Aufgaben des Küstenschutzes und der Landgewinnung wird eine Klärung der wissenschaftlich besonders wichtigen tektonischen Untergrundsverhältnisse im saxonischen Senkungsfeld, das zum großen Teil überquert wird, erwartet.

Ralph von Koenigswald.

Scharf, W.: Die geologischen Grundlagen des Küstenschutzes an der deutschen Nordseeküste. (Schriften d. Ver. f. Naturkunde an der Unterweser. N. F. 4. Wesermünde 1929.)

Heinrich Quiring: Eine Quartärisobasenkarte Westdeutschlands. (PETERMANN'S Geogr. Mitt. 74. 1928. 144—152. Mit 1 Karte.)

Ablagerungshöhe und jetzige Lage des Hauptterrassensystems geben die Grundlage ab zu einer Quartärisobasenkarte Westdeutschlands. Die Niveauverschiebungen (Kippbewegungen) erfolgten nicht kontinuierlich; es lassen sich 4 Bewegungsphasen im Diluvium und 2 im Alluvium erkennen. Als Ursprung der vertikalen Bodenbewegung sieht Qu. an:

regional	lokal
<p>Hebung in den Hochgebieten der Westdeutschen Großscholle und ihrer Teilschollen (Hunsrück, Eifel, Venn, Westfälisches Bergland, Westerwald, Taunus), der Schwäbischen Scholle und der Molasse-scholle (Zone von Winterthur—Stockach—Pfullendorf)</p>	<p>in Pressungsgelenken an den Rändern der Großschollen (Winterswijk, Ochtrup, Osning, Egge, Alpenrand)</p>

Senkung in den Tiefebenegebieten der Westdeutschen Großscholle und in ihren Teilschollen (Niederländisch-nordwestdeutsch. Senkgsfeld, Pariser Becken), der Molassescholle (Randsenke der Alpen z. T.)

in Pressungsgelenken an den Rändern von Großschollen (Saarbeckeneinbiegung, Südlohrer Einbiegung, Randsenke der Alpen z. T.) in Zerrungsgelenken an den Rändern von Großschollen (Niederrhein. Bruchzone, Neuwieder Becken, Limburg—Idsteiner Graben, Oberrheinisch-hessischer Graben, Donaugrab., Bodenseegraben, Graben von Minden-Hamel, Unterweser—Aller-Zone, Untereibe-Zone).

Eine übersichtliche Karte 1 : 2 000 000 ist beigegeben.

Ralph von Koenigswald.

Fr. v. Pavaí Vajna: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. (Földtani Közlöni. 1925. 282—297. Mit 1 Abb. und 1 Karte. Budapest 1926.)

Aus Süd- und Mitteleuropa werden, besonders im Zusammenhang mit Geosynklinal- und Antiklinalbildung, jüngste Faltungerscheinungen behandelt. Eingehendere Besprechung erfahren diese Erscheinungen im ungarisch-kroatischen Becken. — An der Theiß wurden die Fixpunkte von 1890 neuerdings (1914 und 1921) wieder vermessen, wobei nur wenige Stellen keine Höhenveränderungen zeigten. An 18 Stellen wurden Hebungen festgestellt, die stärkste bei Szentcs (+ 103 mm und + 85 mm); bei Tiszazöllös wurde eine Absenkung von — 222 mm gemessen. Die Wichtigkeit des Erkennens junger tektonischer Bewegungen beim Erschließen von Erdgas und Mineralvorkommen im flachen Gelände wird besonders betont.

Ralph von Koenigswald.

Müller, Bruno und Ad. Winkler: Meßbare Geländebewegungen in Nordböhmen. („Firgenwald“, Mitt. f. Geologie u. Erdkunde der Sudetenländer. 2. H. 1. 1929.)

Sauramo, M.: Der Anteil der eustatischen Komponente an den Niveaushiftungen in Fennoskandia. (Fennia. 50. 1928. H. 10.)

Ramsay, William: Niveaushiftungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises. (Fennia 52. Nr. 2. Helsingfors 1929). — Vgl. Ref. auf S. 424 dieses Heftes.

A. C. Swinnerton: Changes of baselevel indicated bei caves in Kentucky and Bermuda. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 194.)

Von dem Gedanken ausgehend, daß Höhlen, die durch fließendes Wasser entstanden sind, sich nicht unterhalb der jeweiligen Erosionsbasis gebildet haben können, zeigt Verf., daß in Kentucky sich das Land gehoben haben muß, da eine ausgeprägte Erosionsmarke in den dortigen Mammoth- und Great-Onyx-Höhlen 65 m über dem Fluß liegt, während die Bermudas-Inseln abgesunken sein müssen, denn dort reichen die Höhlen bis zu 20 m unter den Meeresspiegel hinab.

Pratje.

Chuji Tsuboi: An Interpretation of the Results of the Repeated Precise Levellings in the Tango-District after the Tango Earthquake in 1927. (Bull. of the Earthquake Res. Inst. Tokyo. 6. 1929. 71—83.)

Bei dem katastrophalen Tangobeben vom 7. März 1927 (nach IMAMURA bei 135° 1' östl. Greenw., 35° 39' nördl.) vollzogen sich an zwei alten Verwerfungen, der Gomura- und der Yamada-Verwerfung, die senkrecht zueinander liegen, starke Bewegungen, welche Sprunghöhen bis über 1 m und horizontale Verschiebungen von der gleichen Größenordnung ergaben (vgl. Bull. 3. 1927. S. 167 und 4. 1928. S. 223). Nach dem Beben wurden die vor etwa 40 Jahren vorgenommenen Nivellements und Triangulationen in 3 Serien wiederholt, um Anschluß über die dem Beben folgenden Bodenbewegungen zu erhalten. Die erste Aufnahmeserie erfolgte vom April bis Juni 1927, die zweite von Juni bis Juli 1927, die letzte im März und April 1928. Die aus den Höhendifferenzen der Serien ermittelten Vertikalbewegungen gruppieren sich dabei deutlich derart, daß man an ihnen Struktureinheiten des Untergrundes erkennen kann, deren jede sich wie ein starrer Körper verhält. Die Trennungslinien dieser Einheiten treten im Bewegungsbilde scharf hervor. Dabei wird der Sinn der Bewegung der einzelnen Scholle zwischen den verschiedenen Aufnahmeserien zuweilen entgegengesetzt. Diese Daten werden mit geologischen Befunden verglichen und durch diese bestätigt. IMAMURA und NASU fanden, daß in der fraglichen Zeit kein Bebenherd auf diesen Grenzlinien oder in ihrer Nähe lag. Ob die ständigen Bewegungen an den Verwerfungen durch das Beben nur beschleunigt sind, ist nicht sicher. Säkulare Bodenbewegungen und Beben müssen verschiedene Auswirkungen der Vorgänge in tieferen Zonen sein.

F. Errulat.

Jmamura, Akitune: On the Seismic Activity of the Kwantô District. (Jap. Journ. of Astronomy and Geophysics. Trans. and Abstracts. 5. Nr. 3. Tokyo 1928. 127—135). Vgl. die Angaben über Niveauverschiebungen in dem Ref. in diesem Heft S. 343.

Sewell, R. B. S.: A study of recent changes of sea-level based largely on a study of coral-growths in Indian and pacific seas. (Intern. Rev. d. ges. Hydrobiologie u. Hydrographie. 20. 1928.)

Tektonik.

I. P. Voltești: Tablou de numiri tectonice. (Tabelle tektonischer Begriffe.) (Dări de seamă. Inst. Geol. al României. 8. 1926. 232—238.)

Verf. gibt eine ziemlich vollständige Liste der tektonischen Begriffe in französischer, deutscher und rumänischer Sprache. **A. Streckisen.**

G. M. Murgool: Terminologia românească în tectonică. (Die tektonische Nomenklatur im Rumänischen.) (Dări de seamă. Inst. Geol. al României. 3. 1912. 52—53. Ebenfalls in Comptes Rendus. 3. 1915. 64—66.)

Verf. gibt in einer Liste die Termini technici der Deckentektonik in französischer, deutscher und rumänischer Sprache. Einige geologisch-tektonische Profile durch die Südkarpathen mit dem vom Verf. entdeckten Deckenbau veranschaulichen die genannten Begriffe.

A. Streokelsen.

Schuchert, Ch.: STILLE's analysis and synthesis of the mountain structure of the earth. (Am. Journ. Sci. 12. 1926. 277—292.)

Kober, L.: Der Bau der Erde. Einführung in die Geotektonik. (Zweite, neubearbeitete Aufl. 499 S. 138 Fig. 2 Taf. Berlin, Gebr. Bornträger. 1929. Preis geh. RM. 27.60. — Ref. CBl. Min. etc. 1929. B. 318—320.)

Stiny, Josef: Faltungen und Überschiebungen durch Gleitung (Rutschung größten Maßstabes). (CBl. Min. etc. 1929. B. 116—125.)

Riedel, W.: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der „Fiederspalten“. (CBl. Min. etc. 1929. B. 354—368. 12 Abb.)

Leuchs, K.: Die Bedeutung alter Massen für Lage und Struktur jüngerer Kettengebirge. (CBl. Min. etc. 1929. B. 193—198.)

— Rahmenfaltung im Fränkischen Triasbecken. (CBl. Min. etc. 1929. B. 321—325.)

W. T. Thom, Jr.: Nature of the orogenic process. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 105—106. Abstract.)

In 13 lapidaren Sätzen wird eine „Synthese“ unserer Kenntnisse über Gebirgsbildung gegeben. Nicht alles scheint so sicher, wie es dargestellt wird. Die Fragen der Isostasie werden etwas apodiktisch behandelt.

Curt Telchert.

B. Willis: Metamorphic orogeny. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 103—104. Abstract.)

Diskussion der Gebirgsbildungsmöglichkeiten. Kaum neue Gesichtspunkte.

Curt Telchert.

Hans Cloos: Künstliche Gebirge. (Natur und Museum. 59. 1929. 225—243.)

Gewissermaßen als Ergänzung zu den einfacheren Formen seiner künstlichen Tongebirge, die er im CBl. Min. 1928. B. 609 veröffentlicht hat, gibt Verf. hier kompliziertere Formen, die durch 14 vorzügliche Abbildungen illustriert werden. Hier wurden Faltungen mit uneinheitlichen Tonmassen verschiedener Konsistenz erzeugt, die wichtige Merkmale des Alpenbaus maßgebend hervortreten lassen. Weiter wurden Grabenbildungen durch Zug und durch reine Abwärtsbewegung hervorgebracht und dabei grundsätzlich verschieden gerichtete Verwerfungen festgestellt. Tonschlamm eignet sich deshalb zur Nachahmung gebirgsbildender Vorgänge, weil er gleichzeitig brüchig und dünnflüssig ist und seine Konsistenz durch Wasserzusatz abzuändern ist. Verf. betont, daß es ihm zunächst nur darauf ankommt, kleine künstliche

Gebirge durch eine möglichst vielseitige Anordnung des Stoffes zu schaffen und zu beobachten, und daß die Frage, ob es auf der Erde entsprechend gebaute Gebirge gibt, der weiteren Entwicklung des Verfahrens überlassen bleiben soll.

Pratje.

H. W. Kitson: Experiments in Shear-Zone Folding. (Bull. Geol. Soc. America. **39**. 1928. 268—269. Abstract.)

Sehr kurze Mitteilung über einige experimentelle Untersuchungen und Ergebnisse zum Kapitel „Scherzone“.

Curt Telchert.

Torahiko Terada und Naomi Miyabe: Experimental Investigations of the Deformation of Sand Mass by Lateral Pressure. (Bull. Earthquake Research Inst. Tokyo. Imp. Univ. **6**. 1929. 109—126. 6 Fig. im Text. 4 photogr. Taf. Mit. 29 Abb.)

Die Arbeit stellt einen experimentellen Beitrag zur Mechanik der Massenbewegungen unter seitlichem Druck dar. Es wurde Sand zu den Versuchen gewählt, um den bei Experimenten mit plastischem Material wesentlich stärker zurücktretenden Einfluß der Gravitation möglichst beizubehalten. Zudem glauben die Verf., daß die Wirkung der inneren Reibung beim Sande, auf die Dimensionen bewegter Erdschollen übertragen, größere Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse ermöglicht, als es bei Versuchen mit plastischem Material möglich ist. Der seitliche Druck wurde durch eine hin und her bewegte Stirnfläche des Gefäßes erzeugt. Die Versuche ergaben, daß dabei Bruch- und Gleitflächen erzeugt werden, deren Stellung und Bewegung bis in die Einzelheiten verfolgt werden konnte. Druckzunahme führt zu steilerer Aufrichtung der Gleitflächen, die im Grenzfall dann von flacher liegenden neugebildeten Gleitflächen abgelöst werden. Bei Druckentlastung entsteht ein System völlig anders gearteter Gleitflächen. Weitere Versuche, die mehr den Einfluß der Kohäsion und vor allem den einer nachgiebigen Unterlage berücksichtigen sollen, sind im Gange. Kurze Angaben über den Zusammenhang zwischen dem Neigungswinkel der Gleitfläche bei seitlichem Druck, der natürlichen Böschung und dem Reibungskoeffizienten beschließen die sehr interessante Arbeit. Die Versuchsstadien sind durch zahlreiche Photographien anschaulich belegt.

F. Errulat.

Th. A. Link: En échelon tension fissures and faults. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **13**. No. 6. 1929. 627—643.)

Entstehung von en échelon versetzten Klüften und Brüchen durch Zug in schwindendem Asphalt und Mörtel [und Holz, wenn die Faser schief zur Zugrichtung läuft — Ref.] und infolge von Absitzen auch in Sedimenten über Rücken. Diskussion.

Krejci.

L. J. Krige: An interesting sandstone dyke in the Old Granite of Ermelo. (Trans. geol. Soc. South Africa. 1929. **32**. 59—61.)

Auf Farm Middeldrift Nr. 191, etwa 9 (engl.) Meilen NE von Lothair Station im Ermelo-Distrikt Transvaals tritt im älteren Granit (post-Swaziland-

und prae-Witwatersrand-Alter) ein etwa 13 m mächtiger Sandsteingang auf mit mannigfachen ausstrahlenden Paralleltrümmern und isolierten Trümchen desselben Materials. Die Ausfüllung besteht aus einem feinkörnigen kompakten Sandstein, wobei 80 % der Masse aus Quarz mit einem Limonitbindemittel besteht; akzessorische Bestandteile (Eisenerze, Alkalifeldspat, Sericit und Biotit) sind nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Die größeren Körner (0,07—0,8 mm Durchmesser) sind gut gerundet, während diejenigen unter 0,07 mm Korndurchmesser eckige Form haben. Granit-, Pegmatit-, Sandstein- und Schieferbruchstücke werden von dem Sandstein eingeschlossen, können jedoch nicht tief in eine offene Spalte hineingefallen sein.

Dieser Gangschwarm verläuft parallel zu den Prae-Karoo-Doleriten (Diabasen) des Gebietes, setzt nicht in die hangenden Karrooschichten fort und enthält auch keine Bruchstücke aus letzteren, so daß auch für die Sandsteinausfüllung Prae-Karoo-Alter angenommen werden kann.

Die Ausfüllung muß sofort beim Aufreißen der Spalten erfolgt sein, indem fließendes Wasser den äolisch zugeführten Sand bis in die feinsten Haarrisse hineintrag.

Erich Kaiser.

Ch. E. Meek: Genesis of a sandstone dyke as indicated by heavy minerals. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 12. No. 3. 1928. 271 bis 277.)

Östlich des alten Newport Beach-Feldes, Orange County, California, setzt ein kleiner erdteerführender Sandsteingang in miocänen Tonen auf. Die Schwerminerale zeigen, daß das Material des Ganges wahrscheinlich dem unterlagernden miocänen Sand entstammt. Das Erdöl trat in den Gang und das überlagernde Pleistocän wahrscheinlich erst später als die Sandfüllung ein.

Krejci.

Wilser, J. L.: Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens. (1 tekt. Karte.) (Dies. Jb. Beil.-Bd. LXII. B. 1929. 1—44.)

Klähn, Hans: Ermittlung des relativen Alters des südlichen Rheintalgrabens. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LXII. B. 1929. 45—84.)

— Junge Tektonik in den Südvogesen. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LXII. B. 85—120.)

Breddin, H.: Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. (Berg- u. Hüttenm. Zs. „Glückauf“ 1929. Nr. 34 u. 35. 1157—1168. 1193—1198. Mit 10 Abb. u. 1 Taf.) — Vgl. dies. Jb. 1929. III. 690.

Börger, Helmut: Untersuchung der tektonischen Verhältnisse in der Umgebung von Ibbenbüren unter besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte. (Jb. Pr. Geol. Landesanst. 49. 1928. Berlin 1928. 801 bis 844. 8 Fig. 1 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 692.

Seidlitz, W. v.: Die Vergitterung tektonischer Achsen im Bauplan Thüringens. (Beitr. z. Geol. von Thüringen. 1. H. 1. 1925. 1—15. Karte im Text.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 333.

- Pietzsch, Kurt: Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes. (Abh. d. Sächs. Geol. Landesamts. H. 2. 1927. 28 S. 1 Kartentaf.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 320.
- Koßmat, Franz: Beiträge zur Kenntnis der Lausitzer Störung und ihrer Vorgeschichte. (Berichte d. mathem.-physik. Kl. d. sächs. Ak. d. Wiss. 74. 1922. 9—24.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 321.
- Penck, Albrecht: Die Kluftsysteme im Basteigebiet. (Zs. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1925. 60—61.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 324.
- Seidlitz, W. v.: Variszische Wurzelzonen im Böhmerwald und in den Vogesen. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 465—473.)
- Scholtz, H.: Zum Bewegungsmechanismus der Münchberger Gneismasse. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 379—391.)
- Dorn, P.: Zur Kenntnis des nordöstlichen Vorrieses. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 409—415.)
- Frank, M.: Das Wandern der „tektonischen“ Vortiefe in den Alpen. (Cbl. Min. etc. 1930. B. 9—22.)
- Kieslinger, A.: Die Lavanttaler Störungszone. (Jb. d. Geol. Bundesanst. Wien. 1928. 78. 3. u. 4. Heft. 28 S. 1 Taf. u. 5 Textfig.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 345.
- Kober, L.: Zur Großgliederung der Dinariden. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 425—437.)
- Staub, R.: Südalpen und Dinariden. (Eclog. Geol. Helv. 19. 1926. 653 bis 657.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 222—223.
- Noth, R. und K. Krejci-Graf: II. Tektonische Beobachtungen am Deckenrande der Moldau. (5 Fig. 1 Übersichtskarte. 3 Taf. Mit 12 Profilen.) (Dies. Jb. LXII. B. 301—324.)
- Boncev, Stefan: Pourquoi le versant nord du Balkan occidental et le versant sud du Balkan central sont-ils plus abrupts que les versants respectifs opposés? (Annuaire de l'univ. de Sofia, fac. d. sc. 23. 1927. 157—178. Bulgar. m. franz. Zusammenfassung.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 239 bis 240.)
- Radev, Jeko: La stara planina oriental et la vallée de Kamtchia. (Ann. univ. de Sofia. 23. 123 p. 26 Prof. Bulgarisch mit franz. Zusammenfassung.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 238—239.
- Wilser, J. L.: Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. (Geol. der Schwarzmeer-Umrandung und Kaukasiens. 11½ Stück.) (Zs. Deutsche Geol. Ges. 80. 1928. Abb. 153—194. 3 Karten im Text.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 535.
- Schönmann, G.: Über den Mongolisch-amurischen Faltungsgürtel. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 338—350.)
- Stille, H.: Bemerkungen zu G. SCHÖNMANN „Über den Mongolisch-amurischen Faltungsgürtel“. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 350—354.)

E. Kraus; Riga: Der geomechanische Typus der Mittelrheinischen Masse und der orogene Zyklus. (C. R. XIV^e Congrès Géologique international. Madrid 1926.)

Der Kern der Mittelrheinischen Masse, unter der Schwarzwald und Vogesen zusammengefaßt werden, wird von einem vorvariscischen Gneisdreieck gebildet. Im Devon beginnt dann die (tieforogene) Sedimentation in diesem Gebiete, die vor allem nördlich und südlich des alten Kerns sehr große Mächtigkeiten erreicht, zu der basische Ergüsse nicht wenig beitragen. Im Mittelcarbon beginnt sodann nach einigen Vorläufern im Mitteldevon und Culm die Hauptfaltung, die mit großen granitischen Intrusionen parallel läuft, welche an die ophitisch-dioritische Magmenförderung des Devons anknüpfen und selbst wieder in zwei Generationen gegliedert sind. Heute sind die Falten des Paläozoicums größtenteils abgetragen und man sieht nur noch die Verteilung der versteiften Schollen des Unterbaues (rheinische Scherzonen, ostwestliche Pressungszonen, „Riegel“). Der nachorogenen Zeit gehören die posthunen Wellungen des Obercarbon-Perm an, die sich abgeschwächt durch das Mesozoicum fortsetzen.

Im Tertiär (eine genaue zeitliche Analyse fehlt leider) führte dann die Fernwirkung der Alpen zu einer schildförmigen Aufwölbung des alten mittelrheinischen Blocks, wobei infolge differentieller Bewegung auf alten Fugen der Rheintalgraben einbrach.

Im ganzen betrachtet bietet diese Entwicklung das Bild eines normalen Ablaufs einer Orogenese, kompliziert durch das Vorhandensein einer alten Gneisscholle mit Hebungstendenzen, die in den Zeiten des orogenen Turgor, d. h. der alpinen Bewegungen, besonders in Erscheinung trat. Die scharfe Unterscheidung von oro- und epirogen gilt nach KRAUS nur für erstarrte Epikontinentalgebiete, während man in den großen Geosynklinalen mit langdauernden, unter dem Meeresspiegel sich vollziehenden orogenen Vorgängen rechnen muß, die uns in den „orogenen“ Sedimenten abgebildet vorliegen.

Brinkmann.

H. Breddin: Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. (Glückauf 1929. 65. 1157—1168 und 1193—1198.)

Verf. faßt seine Ergebnisse folgendermaßen zusammen:

Im Nordwestteil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens fallen die Oberkreideschichten nicht so regelmäßig flach nach N ein wie im übrigen Teile des Gebietes. Hier treten vielmehr Sättel und Mulden, Horste und Gräben auf, deren Streichen im N herzynisch (WNW) gerichtet ist und im S dem Verlauf der Querstörung des alten Gebirges (WNW) folgt.

Die Störungen, welche die Horste und Gräben und auch einen Teil der Sättel und Mulden der Kreideschichten begrenzen, sind alte Verwerfungen, die bei der tektonischen Bewegungsphase an der Wende der Kreide- zur Tertiärzeit (Iaramische Orogenese STILLE's), als die Münstersche Bucht als tektonisches Tiefland entstand, erneut in Bewegung gerieten. Für die Kreide-

schichten besitzen diese Bewegungen mit wenigen Ausnahmen den Charakter von Überschiebungen. Die laramische Orogenese hat sich also in diesem Gebiete als Pressungsphase ausgewirkt.

Die Zechstein-Trias-Schichten bilden eine nach NW und W flach einfallende Schichtenplatte, die durch zahlreiche nordwestlich und westnordwestlich verlaufende Störungen in Horste und Gräben zerlegt worden ist. Diese Störungen sind sämtlich echte Sprünge. Man hat sie sich als durch einen Dehnungsvorgang entstanden zu denken, der nach Ablagerung des Buntsandsteins und vor Ablagerung der Oberkreideschichten eingetreten ist. Diese tektonischen Bewegungen fallen wahrscheinlich in die Zeit der kimmerischen Orogenese STILLE's an der Wende der Jura- zur Kreidezeit.

Den Horsten der Trias-Zechstein-Schichten entsprechen Gräben und Muldenraben der Oberkreide, den kimmerischen Gräben aber laramische Horste und Horstsättel: dem Lohberger Kreidegraben, dem Kirchhellener Triasgraben der Kirchhellener Kreidesattel, dem Dorstener Triashorst die Dorstener Kreidemulde und dem Marler Triasgraben der Marler Kreidesattel. Dieselben Störungen, die in den altmesozoischen Schichten Sprünge darstellen, sind für die Kreideschichten Überschiebungen; an ihnen haben in der laramischen Bewegungsphase die entgegengesetzten Bewegungen stattgefunden wie in der vorangegangenen kimmerischen.

Die Umkehrung der Tektonik erklärt sich daraus, daß der vorcretacischen Dehnung eine nachcretacische Pressung in annähernd derselben Richtung gefolgt ist, durch welche die Gräben an ihren Randstörungen wieder in die Höhe und die Horste wieder nach unten gedrückt worden sind.

Mit seiner eigenartigen Bruchfaltungstektonik, die sich in vieler Hinsicht an die Verhältnisse in dem nördlich gelegenen preußisch-holländischen Grenzgebiet anschließt, ist der nordwestliche Teil des rechtsrheinischen Steinkohlengebietes ein letzter, schwacher Ausläufer des saxonischen Faltungsfeldes Norddeutschlands.

H. Schnelderhöhn.

Eberhard Kirsten: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Eine und Havel. (Jb. des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung. 7. 1928. 30—67. Mit 6 Abb. und 7 Taf.)

Für die Untersuchung dieses Gebietes boten zahlreiche Tiefbohrungen wertvolle Unterlagen und gestatteten eine Weiterführung der wichtigen Resultate, die HERRMANN früher in der benachbarten Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke gewonnen hatte. Die wertvollsten Ergebnisse liegen auf tektonischem Gebiet, und als Leitschicht für deren Deutung wird der in den Bohrungen oft wiederkehrende Salzton des Oberen Zechsteins gewählt und dessen Höhenlage in einer Karte dargestellt, die plastisch die Tektonik wiedergibt, die wechselnde Breite und Steilheit der Sättel und den Zusammenhang der Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle mit dem Nachbargebiet. Weitere Karten zeigen auf Grund der Tiefbohrergebnisse die Auflagerungsflächen von Tertiär und Diluvium und die Verbreitung der Kohlenflöze, die in engem

Anschluß an die Gebiete der Salzabwanderung entstanden. Die gebirgsbildenden Vorgänge, der Bewegungsmechanismus von Schräg- und Kippschollen werden geprüft. Es liegen keine nebeneinanderliegenden Schmal- und Breitsättel vor, wie man früher annahm, sondern beide gehen wechselseitig ineinander über. Die Schmalsättel sind die am höchsten gehobenen Teile der Salzaufwölbung, vor ihnen liegen die größten Tiefen im Untergrund. Sie sind Zonen stärkster Pressung an den Rändern der Schrägscholle, an denen das Salz in fließbaren Zustand versetzt wurde und emporquoll.

von Freyberg.

H. Lehmann: Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. (Jb. d. Halleschen Verb. f. d. Erforsch. d. mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung. 7. 1928. 100—112. M. 12 Abb.)

Diese Arbeit stellt die Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse einer Abhandlung dar, die 1923 im Geologischen Archiv erschien, aber bisher nicht genügend berücksichtigt wurde, obwohl sie auch für praktische Fragen Bedeutung hat. Die Untersuchungen umfassen die Schichten vom Obercarbon bis Muschelkalk, in 408 Aufschlüssen sind 4262 Klüfte eingemessen. Die Schichtenfolge wird in eine ältere (Obercarbon—Unterrotliegendes) und jüngere Gruppe (Oberrotliegendes, Zechstein, Trias) zerlegt. Die jüngere Gruppe zeigt zwei Kluftscharen parallel und senkrecht zur Mansfelder Mulde (Mansfelder Kluftnetz), also hercynisch—antihercynisch. Die ältere Gruppe ist außer der saxonischen noch von der frankonischen Faltung ergriffen worden und zeigt vier Kluftscharen, die des Mansfelder Kluftnetzes und die des Halleschen Kluftnetzes (varistisch—antivaristisch). Die Verwerfungen haben mit Vorliebe die gleichen Richtungen wie die Klüfte. Die hercynischen Richtungen überwiegen dabei weitaus, so daß die meisten Bewegungen in den saxonischen Faltungen stattgefunden haben, wobei die frankonischen Querklüfte mit auflebten.

von Freyberg.

L. Kober: Der Hallstätter Salzberg. (Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Abt. I. 1929. 35—45.)

Die Dachsteindecke wird von der typischen Hallstätter Serie unterlagert. Beide werden als juvavische Schubmasse zusammengefaßt, die sich auf der tirolischen Decke im Loferer Gebiet in breiter Mulde von den Leoganger Steinbergen bis zum Sonntagshorn hinzieht. Der Hallstätter Salzberg, der Plassen, paßt nicht in dieses Bild. Der Salzberg wird von Brüchen begrenzt. Vom Salzkörper ziehen drei Stränge von Werfener Schiefer aus. Im SW wird der Salzstock vom Solinger Kogel begrenzt. Durch Schollen wird der Salzkörper gegen SW und NO hinaufgepreßt und zeigt oben viel Salz in komplizierten Lagerungen, die flache Schichten erkennen lassen. Hier stellen sich Stauffalten ein. In der Tiefe steigt dagegen das Salz in vier Salzsträngen steil zur Höhe. Wie Schwimmkörper stecken die Einlagerungen im Salzstock und zeigen so deutlich die letzte Phase des Druckes.

Die erste tektonische Anlage des Salzberges fällt in die Zeit der Überschiebung, in die mittlere Kreide. Die Gosau transgredierte zweifellos über den Deckenbau. Die letzte große Phase läßt dann das heutige Ekzem entstehen. Es ist jedenfalls posttektonisch. Tektonik und Erosion haben Schwächezonen geschaffen. Das Salz bricht vielleicht auch unter Zutritt von Wasser durch, steigt in die Höhe. Dieser Vorgang ist jungtertiär und hängt mit der Ausbildung der heutigen Morphologie zusammen. Durch die tektonische Deformation der Dachsteinserie wird das Aufsteigen des Salzes wesentlich erleichtert.

Der Hallstätter Salzberg repräsentiert einen bestimmten Typus alpiner Salzlagerstätten und ist aller Wahrscheinlichkeit nach als Ekzem aufzufassen.

Der Aufsatz enthält eine Skizze des Hallstätter Salzberges, sowie zwei Profile.

M. Henglein.

Thorolf Vogt: Den norske fjellkjedes revolusjons-historie (Revolutionsgeschichte der norwegischen Gebirgskette [Vortrag]). (Norsk geologisk tidskrift, 10. H. 1—2. 1928. Oslo 1928. 97—116. Norwegisch.)

Kurze Übersicht über die Bildungsphasen der „norwegischen Gebirgskette“, d. i. der Faltungszone, welche sich zwischen Stavanger im S und Nordkyn im N erstreckt mit Fortsetzung unter der Nordsee nach Schottland und Fortsetzung nordwärts nach Svalbard (Spitzbergen und Bäreninsel). Mehrere Revolutionsepochen lassen sich unterscheiden. Verf. betont, daß nicht alle hier erwähnten Bewegungen (s. unten) derartig groß waren, daß sie unbedingt den Namen „orogenetische Revolution“ verdienen. Aber auch die Einleitung oder das Ausklingen einer Bewegung gehört zur Revolutionsgeschichte.

Die orogenetischen Phasen der umhandelten Gebirgskette lassen sich auf drei Hauptgruppen verteilen: die altkaledonischen oder, wenn man will, präkaledonischen Orogenesen, die jungkaledonischen oder eigentlich kaledonischen Orogenesen und die postkaledonischen. Nach dem Verf. sind dann folgende Orogenesen (und Epirogenesen) nachweisbar:

Die Tryssil-Hebung ist frühordovizisch und wohl am wahrscheinlichsten epirogenetischer Natur. Die Fortsetzung bildet die stärkere Trondhjems-Orogenese und die noch stärkere Ekne-Orogenese. Der Höhepunkt der ganzen Faltungsbewegung wird in kaledonischer Zeit (im engeren Sinne) erreicht, entsprechend der ardennischen Orogenese in den Zentralgebieten und der erischen in den Randgebieten der Gebirgskette. Als Nachfaltung folgt die altoberdevonische Svalbard-Orogenese und endlich die schwache ausklingende asturische Orogenese, welche fast als Epirogenese zu bezeichnen ist und der ältesten obercarbonischen Zeit angehört. — Als wirklich gebirgsbildende Phasen sind wahrscheinlich nur die Ekne-Orogenese, die kaledonische(n) Orogenese(n) und die Svalbard-Orogenese zu rechnen.

Die Tryssil-Hebung (nach der von O. HOLTEDARL beschriebenen Lokalität Högberget in Tryssil, Südostnorwegen) entspricht einem Bruch mit Denudation im Niveau des Orthocer Kalkes. Aus Jämtland (Schweden)

beschrieb WIMAN einen entsprechenden Bruch; hier treten auch Quarzite auf. Verf. rechnet den sog. „Blauquarz“ der Hardangervidda (Südnorwegische Hochebene), insbesondere von BRÖGGER und REKSTAD beschrieben, hierher. Die Tryssil-Hebung läßt sich mit der Diskordanz zwischen Tremadoc und Arenig in Großbritannien parallelisieren.

Die Trondhjems-Orogenese (Trondhjem disturbance, HOLTEDAHL) gibt sich z. B. im Trondhjemgebiet durch das Grünsteinkonglomerat (CARSTENS) zu erkennen, welches der Stokvola-Breccie TÖRNEBOHM's entspricht. HOLTEDAHL parallelisiert diese Orogenese mit der großbritannischen „pre-Bala folding“. Das erwähnte Konglomerat ruht auf einer mächtigen Lavaserie (Bymark-Gruppe [CARSTENS], Stören-Gruppe [TÖRNEBOHM]). (Im Oslogebiet zeugt der Hiatus [RAYMOND] oberhalb des Orthocer Kalkes von epirogenetischen Bewegungen außerhalb der eigentlichen Kette.) Ähnlich ruht im Gronggebiet ein Grünsteinkonglomerat auf einer mächtigen Grünsteinserie (FOSLIE). Das Oeines-Konglomerat in Salten [Verf.] und das Evenskjaer-Konglomerat in Ofoten [Verf.] wird ebenfalls hierher gestellt. Eine Diskordanz in Finnmark, oberhalb der Raipas-Abteilung, wird von HOLTEDAHL zur Trondhjems-Orogenese gerechnet. In Westnorwegen, südlich von Bergen, findet sich eine mächtige Grünsteinformation mit einem jüngeren Konglomerat (Moberg-Konglomerat [REUSCH], polymiktes Konglomerat [KOLDERUP]), welches Verf. vorläufig zur Trondhjems-Orogenese rechnet. Das Serpentinkonglomerat bei Otta (V. M. GOLDSCHMIDT, CARSTENS) läßt sich ebenfalls vorläufig hier einfügen. — Das Grünsteinkonglomerat des Trondhjems-Gebietes enthält Gerölle von Tiefengesteinen. Indessen sind aber die Grünsteine (die Laven) selbst von ihren eigenen Tiefengesteinen durchsetzt (der Gesamtkomplex bildet den Stamm der grünen Laven und Intrusivgesteine GOLDSCHMIDT's), so daß dies keinen Widerspruch bedeutet; Laven und Tiefengesteine bilden eine geologische Einheit. — Diese frühordovizischen Eruptionen haben nicht notwendigerweise während Faltungen stattgefunden, sie können vielmehr von (angenähert) statischem Charakter gewesen sein. Immerhin war diese Orogenese, die zweite der Gebirgsgeschichte, viel stärker als die Tryssil-Orogenese. Sie war durch starken Vulkanismus (Erguß- und Tiefengesteine), starke Vertikalbewegungen und Denudation charakterisiert.

Die Ekne-Orogenese entspricht ungefähr der takonischen Faltung (britische Inseln etc.). Die sog. Ekne-Gruppe des Trondhjem-Gebietes (TÖRNEBOHM) ist eine mächtige Abteilung mit feldspatführenden Sandsteinen. An der Basis findet sich das Hopla-Konglomerat [Verf.]. Verf. sieht in den sparagmitischen Gesteinen und Konglomeraten nördlich von Heglandsdalen (Westnorwegen) äquivalente Bildungen. Möglicherweise sind auch die quarzitischen Sandsteine und Konglomerate des Skarfjells hierher zu stellen. Nicht unwahrscheinlich läßt sich ebenfalls der „Valdres-Sparagmit“ mit dem Konglomerat Grönsendknipens (nach GOLDSCHMIDT eine Flyschbildung) zu dieser Abteilung rechnen. Im Grong-Gebiet liegt eine ähnliche Sandsteinabteilung vor (FOSLIE). In Schweden ist der Västerbotten-Flysch (QUENSEL, BACKLUND, BESKOW, KULLING), eine Serie, welche außer Arkosen, Grauwacken, Quarziten, Konglomeraten etc. auch Laven und Tuffe aufweist,

vielleicht eine analoge Bildung. Im Oslogebiet (außerhalb der Gebirgskette) lassen sich Brüche zwischen den „Etagen“ 4 b δ und 4 ca (d. i. zwischen Caradoc und Ashgill), sowie in der Etage 5 nachweisen. Dem Verf. kommt es als natürlichst vor, in den erwähnten großen Massen von Detritus-Sedimenten Flyschbildungen zu sehen, von emporgefalteten Landmassen gespeist.

Die eigentlich kaledonische (jung-kaledonische) Orogenese entspricht der ardennischen anderer Gebiete. Die Verhältnisse in der Trondhjems-Gegend (insb. auf Hitteren) verglichen mit denjenigen des Oslo-Gebietes zeigen, daß die Faltung im N etwas früher einsetzte als im S (Oslogebiet), woselbst der downtonische Sandstein mitgefaltet wurde (Wanderung der Faltung nach S [Holtedahl]). Ähnliche Verhältnisse liegen in Schottland vor (Campbell). Auf Spitzbergen (Redbay) im zentralen Gebiet der Kette ruht das Downtonian diskordant auf kaledonischen Gesteinen. Die ardennische Orogenese ist, verglichen mit den früheren, von sehr durchgreifendem Charakter gewesen. Die durch sie hervorgerufenen tektonischen Verhältnisse und Metamorphosen sind schon von vielen Forschern behandelt worden. Insbesondere wird auf die Feststellung GOLDSCHMIDT's, daß die Eruptiva im zentralen Gebirgsgebiet Norwegens in festem Zustande über ihre Unterlage hingeschoben worden sind, hingewiesen. Ähnliches, aber nicht in so großem Ausmaße, konnten schwedische Forscher und Verf. in Nordschweden und Nordnorwegen nachweisen. Das Alter der Magmainjektionen kennt man nur in großen Zügen.

Das Alter der Svalbard-Orogenese (Svalbard-Faltung) läßt sich durch die Verhältnisse auf Svalbard (d. i. Spitzbergen und Bäreninsel) bestimmen, und zwar wahrscheinlich als frühoberdevonisch. Die Faltung, welche ungefähr der amerikanischen Shickshockian Revolution entspricht, verfolgt mit ihren Faltungsachsen in der Hauptsache die Richtung der kaledonischen, und ist nach Verf. als ein zusammenhängender Faltungsprozeß der Zone Schottland—Westnorwegen—Nordnorwegen—Spitzbergen anzusehen. Im großen genommen ist diese Faltung im Verhältnis zur kaledonischen posthum, in vielen Hinsichten verhält sie sich aber renegat. In Norwegen kennt man diese postkaledonischen Faltungen, nach Verf. der Svalbard-Orogenese angehörend, insbesondere aus C. F. KOLDERUP's Untersuchungen über die westnorwegischen Devongebiete, woselbst Überschiebungen mit Mylonitisierung nachgewiesen sind, und wo das Devon synklinale gefaltet ist. Ähnliches gilt für die Devongebiete der Trondhjem-Gegend (insb. Örlandet). Die Faltungen auf Spitzbergen, nach Verf. frühoberdevonisch, sind im großen genommen vom gleichen geotektonischen Haupttypus wie die erwähnten norwegischen. Auch in Großbritannien findet man unter dem Oberdevon (vielleicht im unteren Teil des Oberdevons) eine entsprechende Diskordanz. Verf. betrachtet die Svalbard-Orogenese als einen Nachzügler der kaledonischen Faltungen, welche tief in die alte Unterlage hineingreift, und zwar nicht nur da, wo die Devongebiete jetzt liegen. Einige Beispiele aus der Trondhjems-Gegend werden erwähnt.

Die asturische Faltung kommt auch in der „kaledonischen“ Faltungszone zur Geltung, wenn auch nur als sehr schwacher Nachzügler. Auf Spitz-

bergen hat Verf. beobachtet, wie das Culm schwach schalenförmig gefaltet („tilted“) ist. Das marine Obercarbon ruht (wie früher bekannt) an mehreren Stellen direkt auf dem gefalteten Devon, d. h. daß an diesen Stellen das Culm fehlt. Nach Verf. ist dies eben an den Antiklinalen der flach schalenförmigen Faltung zu sehen. Hier wäre dann das Culm wegerodiert.

Olaf Anton Broeh.

E. Jekelius: Über das Vorkommen von kristallinen Schiefen im Valea Cerbului Buşteni. (Bull. Sect. Scientif. Acad. Roum. XI, No. 2—3. 1928.)

Verf. beschreibt den Verlauf der großen Deckenüberschiebung am Ostrand der Südkarpathen (Bucegi, Gegend von Kronstadt-Braşov). Die mesozoische Serie von Kronstadt (Kristallin, gewöhnlich ausgequetscht, Jurakalke, fossilreiche Neocommergel in Kronstädter Fazies und Bucegikonglomerat) ist in sich geschuppt und als Ganzes über den stark gefalteten Neocomflysch der Unterlage (Sinaier Schichten) überschoben; die Überschiebungsfläche liegt im allgemeinen horizontal. Verf. hat die Überschiebungsfläche bis in die Basis des Bucegi verfolgen können, wo über den Sinaier Schichten oder in diese hinein verschuppt kristalline Schiefer auftreten; sie finden sich meist nur im Schutt, konnten aber an einigen Stellen auch anstehend gefunden werden; es handelt sich um einen albitisch-chloritischen Schiefer. Eine Kartenskizze und eine Profiltafel erläutern diese Verhältnisse.

A. Streckelsen.

Ch. Butts: Fensters in the Cumberland Overthrust Block in Southwestern Virginia. (Virginia Geological Survey. Bull. 28. 1927. 12 p. 2 Taf.)

Ähnlich wie im deutschen Mittelgebirge beginnt nun auch in den paläozoischen Gebirgen Nordamerikas die Aufdeckung von Strukturen von durchaus alpinem Typus. Die vorliegende Arbeit berichtet von drei Fenstern im südwestlichen Virginia, deren Existenz klar durch Karten, Profile und Photographien belegt wird.

Im ersten Fenster ist Clinton (unteres Obersilur) entblößt unter oberem Cambrium und fraglichem Ozarkium. Dasselbe Bild mit kleinen Veränderungen bieten die andern Fenster. Z. T. hat man noch die Unterlage des Clintons in Gestalt von Schichten vom Richmond- und Lorraine-Alter. Jedenfalls aber findet sich in den Fenstern nie ein Gestein von jüngerem als Clinton-Alter.

Die Fenster treten auf in der Achse einer breiten SW—NO verlaufenden breiten Antiklinale. Beiderseits fallen die Überschiebungsflächen mit etwa 15° nach NW bzw. SE. Die überschobenen Clintonschichten fallen im Durchschnitt ca. 15° NW. Die Bewegungsrichtung der Überschiebung ist SE → NW, das Ausmaß etwa 10—15 km.

Ein sehr instruktives Profil erläutert die Ausführungen.

[Ref. konnte in Washington selbst einen Einblick in die Originalskizzen des Verf.'s nehmen. Die außerordentlich interessanten Einzelheiten, die bei der Neuaufnahme des Staates Virginia zutage gekommen sind, werden in der

vom Verf. vorbereiteten Spezialkarte noch deutlicher herauskommen als in diesen kurzen Andeutungen.]

Einige Schlußbemerkungen gelten Erdöl- und Eisenerzvorkommen.

Curt Teichert.

A. Kelth: Recently Determined Overthrusts in the Appalachians. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 178. Abstracts.)

In den Appalachen ist eine Reihe von wichtigen Überschiebungen von südöstlichem Einfallen entdeckt worden. Im NW liegt Ordovicium über Pennsylvanian, im mittleren Teil Unter cambrium über Mississippian, im SO Cambrium über Ordovicium oder über Mississippian. **Curt Teichert.**

R. T. Hill: Transcontinental Structural Digression. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 265. Abstract.)

Verf. macht auf einige interessante Transversalstrukturen in Kalifornien, Mexiko und auf den großen Antillen aufmerksam, die sich durch annähernde O—W-Richtung bedeutsam von der sonst in Nordamerika vorherrschenden N—S-Richtung abheben. Die Ursache hierfür wird gesucht in Fließ- und Drehbewegungen der Unterlage. **Curt Teichert.**

Hewett, D. F.: Two Tertiary Epochs of Thrust-Faulting in the Mohave Desert, California. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 178—179. Abstract.)

W. Schiller: Überschiebungen in der Tandil-Gebirgsgruppe der argentinischen Provinz Buenos Aires. (Geol. Rundsch. 19. 1928. 257—263. 2 Textfig.)

Es werden große Überschiebungen in den „Sierras del Tandil“ nachgewiesen, von denen man bisher nichts wußte. Der Hauptschub ist von SW gekommen und fällt in das Carbon. Recht heftige Faltungen haben sich auch vordevonisch ereignet. Nachpermische Bewegungen sind von geringerer Bedeutung. Die außergewöhnliche Kraft der Gebirgsbildung hat Quarzitzerolle gefältelt und allerlei merkwürdige Bildungen hervorgerufen, von denen einige früher für organischen Ursprungs angesehen worden sind.

Der kurzen Notiz ist ein reichhaltiger Literaturnachweis über die Berge von Olavarría beigegeben. **Curt Teichert.**

B. Kotô: The Physiographic Division of Pacific North America. (Journ. of the Faculty of Sc., Imper. University of Tokyo. Sect. 1. Geol., Min., Geogr., Seism. 3. Tokyo 1929. 23—28.)

Verf. gibt, als Vorarbeit für eine Darstellung der physiographischen Züge Ostasiens, hier einen Überblick über die Orogene im nördlichen Abschnitt des pazifischen Nordamerika und über die Umbiegung der Faltenzüge in Alaska. **Erich Kaiser.**

Schaffer, Franz X.: Polynesien ist kein Orogen. (CBL. Min etc. 1930. B. 70—72.)

I. P. Ault und F. M. Soule: New Data on the Bottom Contour of the South-Pacific Ocean from Soundings taken on Board the Carnegie October 1928 to March 1929. (Gerlands Beitr. 23. 1929. 1—7. Mit 6 Fig.)

Bei der Fahrt der Carnegie von Balboa nach Tahiti wurden einige neue Tiefen und Rücken gefunden, die als Faltungen des Ozeanbodens angesprochen werden. Lage und Tiefenverhältnisse derselben sind in Kartenskizzen und Profilen dargestellt.

F. Errulat.

Ault, I. P.: Form of the Slope of Wake-Island. (Gerl. Beitr. 23. 1929. 8—9. Mit 1 Fig.)

A. Stahl: Gangstörungen und Gangzusammenhänge im westlichen Oberharz. (Zs. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate. 77. 1929. 144—158.)

Von jüngeren Gangstörungen wußte man früher nur, daß einige Gänge an ONO streichenden Störungszonen, den sog. „faulen Ruscheln“, eine Verlaufsänderung nehmen. Diese Ruscheln hielt man aber für überschiebungsartige Gebirgsstörungen von höherem Alter als dem der Erzgänge und erklärte deshalb die Gangunregelmäßigkeiten durch Schleppungs- und Ablenkungsvorgänge. Es wurde aber festgestellt, daß die Burgstädter faule Ruschel jünger als die Erzgänge und deren Vererzung ist, daß hier also ein echter Gangverwurf vorliegt. Verf. hat nachgewiesen, daß im östlichen Teil des Clausthaler Grubenreviers an der „Segen-Gottes“-Ruschel, im Silbernaaler Revier an der „Wiemannsbucher“ Ruschel und im Blockwieser Revier an der „Charlotter“ Ruschel dasselbe zutrifft. Die horizontalen Verschiebungen spielen bei den Ruscheln eine größere Rolle als die vertikalen Verwerfungen. Die Charlotter und die Grumbacher Ruschel ragen besonders an Länge und Störungsausmaß hervor. Die Ruscheln komplizieren das Bild der Oberharzer Gangverhältnisse. Verf. gibt nun einige weitere Beispiele für die Beziehungen zwischen Erzgängen und Ruscheln. Der als östliche Fortsetzung des Hütschenthaler Gangzuges sich darstellende Spiegelthaler Gang streicht mit der normalen OSO-Richtung der Oberharzer Erzgänge nördlich von Wildemann vorbei. Die Auffassung von BORCHERS kann nicht aufrecht erhalten werden. Es handelt sich vielmehr um ein Bündel von drei in der normalen WNW-Richtung der Oberharzer Erzgänge streichenden und sowohl im W wie im O wieder zusammenlaufenden Gangspalten, das von drei jüngeren, tauben Ruschelstörungen des ONO-Systems gekreuzt wird. Die beiden südlichen, Silberblicker und Spiegelthaler Hangender Gang bzw. dessen Fortsetzung, der Buschessegener Gang, bilden nach ihrer Scharung den Haus-Herzberger Gang, dem weiter östlich auch der nördliche Strahl des Büschels, der Spiegelthaler Liegende Gang, zuläuft.

Der im W einheitliche Rosenhöfer Gang bildet am Zellerfelder Tal eine Gabel. Der nördliche Arm streicht als Liegender Altesegener Gang in der Richtung auf den Clausthaler Marktplatz zu, wird durch die Burgstädter faule Ruschel gekreuzt und setzt sich mit normalem Streichen als Rosenbuscher Gang fort, der am Caroliner Schacht den Burgstädter Gang aufnimmt

und über die N-Ecke des Hirschler Teiches auf den Jägersblecker Teich hinzielt. Der südliche Arm verläuft als Turmhöfer Gang über die Schachtpinge Prinzessin Anna auf die Nordecke des Oberen Wasserläufer Teiches zu und strebt dann einer Wiedervereinigung mit dem nördlichen Arm in der Gegend des Hirschler Teiches zu. Es liegt also eine durch Gabelung und Wiedervereinigung zweier Gangtrümmer bedingte große Ganglinse vor, die im W noch durch ein dichtes Netz von Verbindungsspalten kompliziert und im übrigen durch einige jüngere Gangverwerfer des ONO gerichteten Ruschelsystems durchsetzt wird. Außer der schon erwähnten Burgstädter faulen Ruschel und der „Elisabether“ Ruschel ist noch eine dritte Ruschel vorhanden, die vom unteren Wasserläufer Teich nach der SO-Ecke des Oberen Pfaunteiches verläuft und die östliche Scharung der beiden Gangtrümmer etwas verschleiert.

Ähnlich liegen die tektonischen Verhältnisse im Hahnenkleer-Revier. Die ONO gerichtete Linie des sog. Hahnenkleer Hangenden Ganges gehört nicht dem Gangsystem, sondern dem Ruschelsystem an, das alle die bisher genannten echten Gangzüge kreuzt und in dem ONO streichenden Eisensteingang zwischen Thomas-Martin-Berg und Töberschekopf seine geradlinige Fortsetzung hat. Diese Ruschelzone hat sich hier bereits mit der großen Grumbacher Ruschel vereinigt und dürfte noch eine langgestreckte Fortsetzung haben, die wahrscheinlich für den Verwurf des nördlichen Harzrandes bei Oker verantwortlich zu machen ist.

Alle Beispiele können auf die Formel gebracht werden: Normal WNW streichende Erzgänge werden von jüngeren Störungen des ONO gerichteten Ruschelsystems gekreuzt. Im Verfolg des Streichens gerieten die alten Bergleute in Unkenntnis der genetischen Zusammenhänge oft in die Ruschelrichtung hinein, die zunächst nur eine geringe Richtungsänderung darstellte. Sie fanden manchmal den Gang wieder, fuhren aber auch manchmal so weit auf der Ruschel auf, daß sie den Gang nicht wieder fanden, sondern gelegentlich auf der Ruschel einen neuen Gang verfolgten, den sie für den alten hielten. Sie glaubten, daß der Gang lediglich einen Bogen über die Ruschel geschlagen hätte. So wurden die wahren Gangzusammenhänge verschleiert und die BORCHERS'sche Gangkarte übernahm die scheinbar gesicherten Ergebnisse der alten Aufschlußarbeiten. Sie muß korrigiert werden. Die Oberharzer Erzgänge halten an ihrer normalen WNW-Streichrichtung ziemlich zäh fest und jede größere Umbiegung ist ruschelverdächtig. Der Zellerfelder Gangzug zeigt bei BORCHERS eine von den andern Gängen abweichende Richtung, indem er diagonal zu ihnen streicht. Er trifft aber auf die Spiegelthaler Ruschel, die ihn ein Stück nach WSW verschoben hat. Er wendet sich jetzt nicht steil nach NW zur Scharung mit dem Hütschenthaler Gang, sondern behält die WNW-Richtung bei. Die wahre Fortsetzung des Zellerfelder Gangzuges im O ist nicht der Burgstädter, sondern der Kronkahlenfelder Gang, der sich bis über Altenau verfolgen läßt. So ist das Generalstreichen des Zellerfelder Ganges durchaus parallel dem der übrigen Oberharzer Erzgänge und nicht diagonal dazu gerichtet.

In einer neuen Gangskizze stellt Verf. das tektonische Ergebnis zusammen und gibt eine kurze Erläuterung der Karte, die den Verlauf und die Zusammenhänge der Gänge näher veranschaulicht. Nach Erörterung der eigentlichen

Ganglinien kommt Verf. noch auf die älteren Spalten des NW-Systems, die nur gelegentlich mit verzert worden sind, aber wohl nur stets im Zusammenhang mit kreuzenden Störungen des echten Gangsystems.

Auch die Ruscheln sind Störungszonen von bedeutender Längserstreckung; ihre Feststellung im Gelände ist aber meist schwierig. Sie sind der geologischen Spezialaufnahme früher bis auf die bergbaulich festgelegten so gut wie völlig entgangen und ohne ganz bestimmte Anhaltspunkte wird man schwer auf sie aufmerksam. Ihre Zahl dürfte noch größer sein als die auf der Karte des Verf.'s angegebene. Er glaubt aber die wichtigsten erfaßt zu haben. Sie verraten sich im Gelände überwiegend als Quelllinien; auch zeigt infolge ihres verhältnismäßig jugendlichen Alters das morphologische Bild öfter Abhängigkeit von ihrer Richtung. So prägt sich der scharfe Taleinschnitt längs der Charlotter Ruschel östlich vom oberen Spiegelthaler Teich aus, auch die auffälligen ONO-Schlingen der Innerste bei Wildemann.

Dem Bergmann sind durch diese Betrachtung des Oberharzer Spaltenbildes neue Wege gezeigt zur Aufsuchung und weiteren Erschließung der Gänge.

M. Henglein.

O. Dreher: Zeichen für Streichen und Fallen auf erdölgeologischen Karten. (Montanistische Rundschau. 1928. Nr. 18. 551.)

Auf erdölgeologischen Karten sind gewöhnlich, besonders in den Kuppelgebieten der Antiklinalen, sehr zahlreiche Messungen über Streichen und Fallen der Schichten aufgezeichnet. Da an sich schon bei Anhäufungen von Eintragungen die Übersicht über die tektonischen Verhältnisse des kartierten Gebietes leidet, besonders aber noch durch Hinzusetzen der Gradziffern an die üblichen Zeichen für Streichen und Fallen erschwert wird, macht Verf. in Anlehnung an bestehende ähnliche Versuche zwei Vorschläge, den Neigungsgrad der Schichten und seine Richtung in Verbindung mit dem Zeichen für das Streichen auszudrücken, einmal für vorherrschend steileres Einfallen, ferner für überwiegend flacheres Fallen (vgl. Abbildungen).

	Horizontal		Horizontal
	1-9°		1-2
	10-29°		3-9
	30-49°		10-19
	50-69°		20-29
	70-89°		30-49
	90° (vertikal)		50-69
	90° (vertikal)		90° (vertikal)

Die Anwendung dieser Zeichen auf ein Beispiel zeigt die Nützlichkeit der Methode.

Fr. Buschendorf.

Vulkanotektonik ¹.

G. R. Maccarthy: Modification of the theory of magmatic cycles. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 196. Abstract.)

Es wird auf die mögliche Annahme hingewiesen, daß Magmen unter Kontinenten zum Schmelzen gebracht werden können, ohne daß ihnen eine Ausflußmöglichkeit gegeben wird. Eine Hebung des Kontinents ist die Folge, vermehrte Erosion und vermehrte Akkumulation am Kontinentrand und infolgedessen dort Senkung und Abdrängen neuer Massen unter den Kontinent. Der Zyklus ist geschlossen.

Curt Telchert.

M. G. Chency: Gravitational theory of orogeny reconsidered. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 197. Abstract.)

Es wird die Herstellung des gravitativen Gleichgewichts zwischen Geosynklinale und Erosionsgebiet als Ursache der Gebirgsbildung in Erwägung gezogen — ein Vorschlag, der wohl wesentliche Tatsachen verkennt.

Curt Telchert.

F. E. Suess: Les terrains cristallins des horsts hercyniens et leur signification pour la tectonique générale. (Revue générale des Sciences pures et appliquées, Paris. 39. No. 11. 15. Juin 1928.)

Die auf langjährigen Feldbeobachtungen und mikroskopischen Studien fußende Erkenntnis von der festen Beziehung zwischen petrographischer und tektonischer Fazies eines kristallinen Gebietes wurde von F. E. SUSS zur Grundlage der tektonischen Analyse der variscischen Horste gemacht. (Vgl. Ref. dies. Jb. 1927. II. B. 310—312.) M. E. RAGUIN hat diese Analyse in der „Revue générale des Sciences“ einer ausführlichen Würdigung unterzogen. In der vorliegenden Arbeit hebt nun F. E. SUSS einige wesentliche Punkte seiner Anschauungen schärfer hervor, führt aber gleichzeitig die Gedankengänge über die tektonische Analyse des Grundgebirges weiter fort und zeigt die Bedeutung dieser Erkenntnisse für die allgemeine Tektonik überhaupt.

Die Korrelation zwischen petrographischer und tektonischer Fazies wird zunächst an dem Beispiele des moravisch-moldanubischen Grundgebirges erläutert, wobei insbesondere auf die Unmöglichkeit einer syntektonischen Deutung der moravischen Orthogneise und die tektonisch und petrographisch wichtige Stellung der aus moldanubischen Katagesteinen hervorgegangenen Glimmerschieferzone hingewiesen wird.

Weiter ausblickend läßt sich zeigen, daß im ganzen variscischen Gebiete keine Stelle angegeben werden kann, an welcher in unzweifelhafter Weise eine normale Überlagerung von Gesteinen der Kata-, Meso- und Epizone zu beobachten wäre. Fast alle Glimmerschiefer, nicht nur im variscischen Gebiet, sondern auch in den Alpen und in anderen Gebirgen, sind, so hebt SUSS

¹ Die mehr petrographischen Arbeiten auf dem petrographisch-tektonischen Grenzgebiete werden unter Petrographie in dem folgenden Hefte 4 besprochen. Scharfe Trennung ist nicht durchführbar. E. K.

hervor, als Zeugen größerer Bewegungen zu betrachten, und viele dieser Gesteine sind aus den Gesteinen der Katazone durch Polymetamorphose entstanden.

Entscheidend für die weitere Analyse des variscischen Baues war die von F. E. SUESS schon vor Jahren erkannte Deckschollennatur der Münchberger Gneismasse, die in letzter Zeit durch die Untersuchungen von WURM ihre volle Bestätigung gefunden hat. In ähnlicher Weise wie in den Alpen läßt sich auch im variscischen Gebirge eine Gliederung in Zonen durchführen, von denen jede durch bestimmte petrographische und tektonische Fazies gekennzeichnet ist. Für den kohlenführenden Außensaum schlug E. E. SUESS schon früher den Namen „Westphaliden“ vor, die breite Zone paläozoischer Ablagerungen mit nicht metamorphen Falten und Deckenbau wäre mit ihm als „Rheniden“, die Zone mit metamorphen Falten und Deckenbau als „Saxo-niden“ und die südlichste Zone der Intrusionstektonik als „Bohemiden“ zu bezeichnen. Zu den Bohemiden wäre auch die eigentliche Münchberger Gneismasse zu rechnen, während für die Decke der grünen Gesteine an der Basis dieser Gneismasse der Name „Thuringiden“ vorgeschlagen wurde. Läßt sich, wie F. E. SUESS zeigen konnte, ein Vergleich der äußeren Zonen des variscischen Gebirges mit jenen der Alpen führen, so fehlt jedoch in den Alpen aber jenes Stück, welches der Zone der Intrusionstektonik, den Bohemiden, entsprechen würde. Die Unterlage der Dinariden müßte von ähnlicher Beschaffenheit sein.

Gerade aber die regionale Betrachtung und Wertung der Zone der Intrusionstektonik gestattet weitere Ausblicke, die für die tektonische Analyse der Gebirge von grundlegender Bedeutung sind. Das Aufsteigen großer Granitmassen und die Umwandlung der Sedimente unter dem Einfluß der starken Durchwärmung in Gesteine der Katazone sind für diese Zone charakteristisch, wobei kein Grund vorhanden ist, anzunehmen, daß diese Kata-gesteine je das Stadium der Mesozone durchlaufen haben. Die tektonische Stellung der Scholle der Intrusionstektonik zu dem nördlich vorgelagerten Gebiete ist ähnlich wie jene der Dinariden zu den Alpen. Beide befinden sich außerhalb der eigentlichen Faltungszone, beide haben durch ihr Vorschreiten zur Bildung einer Vortiefe geführt, haben die Sedimente dieser Vortiefe in Falten und Decken gepreßt und schließlich überschoben. Ältere Granite konnten der Faltung nicht unterworfen werden und gaben Anlaß zur Bildung der axialen Aufwölbungen, die schließlich die Lage der heutigen „Fenster“ bedingen. In beiden Fällen ist aber die eigentliche Heimat der Intrusionen nicht die Faltungszone selbst, sondern die die Faltung erzeugende Scholle, von der aus die Intrusionen bis in die Zone des Falten- und Deckenbaues vordringen können. Diese Auffassung steht, wie F. E. SUESS zeigt, im Einklang mit zahlreichen Beobachtungen nicht nur in den Alpen und im variscischen Gebirge, sondern auch in den Anden, den beiden Americas, in den Ketten von Iran, den Sundainseln, usf.

Die petrographische Beschaffenheit der Zone der Intrusionstektonik führt zu einem Vergleich mit dem Grundgebirge von Finnland. In der Tat zeigen sich einige Ähnlichkeiten. Die weite Ausdehnung der Batholithen, die

lange Dauer der Intrusionen in ein wenig gefaltetes Gebiet und die unmittelbar erworbene Katametamorphose der Gesteine sind die Züge, in welchen die beiden Gebiete übereinstimmen. Aber zum Unterschied von Finnland wurde die moldanubische Scholle von ihrer Unterlage abgelöst und nach N vorgeschoben. Durch die Bewegung selbst wurden die Intrusionen neu belebt und drangen bis in die Zone der eigentlichen Faltung und Deckenbildung vor. Aber die Intrusionen sind in dem eigentlichen Gebiet der Faltung, in den Geosynklinalen, fremd und stehen in keinem Zusammenhang mit der Faltung im engeren Sinne. „Es gibt keine echten syntektonischen Intrusionen in ein metamorphes Deckensystem, weder im Erzgebirge, noch in den Alpen, noch im moravisch-silesischen Gebirge.“ Die Zentralgneise der Hohen Tauern wie die Gneise des Tessins, des Erzgebirges, des moravisch-silesischen Gebirges, alle sind vortektonisch intrudiert und wurden durch die Faltung selbst nur umgeformt. Die jüngeren Intrusionen stammen aus dem Untergrund der abgelösten und vorgeschobenen Scholle; sie haben die Zeit der eigentlichen Faltung überdauert.

L. Kölbl (Wien).

H. Cloos: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. (Fortschr. d. Geol. u. Paläont. 7. H. 21. Bornträger, Berlin. 1928. M. 6 Taf. u. 16 Textfig.)

Cloos gibt in dieser Arbeit eine Darstellung der im Sierrapluton aufgezeichneten Bewegungsspuren und ihrer Zuordenbarkeit zu den Bewegungen bei der Intrusion. Die hier (und in seinen früheren granittektonischen Arbeiten) festgestellten Gesetzmäßigkeiten werden zur Klärung tektonischer Erscheinungen herangezogen, wo es sich um Bewegung geologischer Massen längs einer Grenze handelt. Die von ihm gewählten Beispiele lassen sich alle einheitlich betrachten, wenn man sie als passive Reaktionen der Kontinentalfalten auf Magmenunterströmungen betrachtet, die einheitlich von S nach N gerichtet sind. So führt die Arbeit von überblickbaren Verhältnissen zu geologischer Philosophie, deren Gedankengänge sich eng berühren mit denen von AMPFERER, SCHWINNER, WEGENER, KOSSMAT und anderer. Die Arbeit zeigt deutlich, wie jede tektonische Forschung vom Studium des Objektes ausgehen muß, daß also gerade die moderne Gefügekunde einer der wichtigsten Zweige tektonischer Forschung ist.

Aus dem speziellen Inhalt des Werkes seien einige Punkte hervorgehoben, die dem Referenten als besonders belangreich erscheinen.

Der Sierrapluton, der in gefalteten Juraschichten steckt und von unterer Kreide überlagert wird, zeigt abweichend von den früher studierten Plutonen keine durch das ganze Massiv durchgehende Klüftung. Diese ist vielmehr auf einen 2—3 km breiten Randstreifen beschränkt. Der zentrale Teil des Massivs ist ganz ungeklüftet. Daraus erklärt sich die Entstehung der riesigen monolithartigen Granitkuppeln der Gegend.

In der Randzone finden sich dagegen die Spuren der Relativbewegungen während des gesamten Ablaufes der Erstarrung aufgezeichnet. Diese Spuren sind: flächige Schlieren, die im Inneren des Massivs \pm horizontal liegen und

sich mit Annäherung an den Kontakt immer steiler stellen, um sich ihm schließlich ganz anzuschmiegen. 1. Eine lineare Paralleltexur innerhalb der Schlierenflächen, die stets in der Richtung der größten Neigung der Schlierenflächen liegt. 2. Ein Fächer von Zugklüften, die stets gegen das Massivinnere geneigt sind und deren Fallwinkel mit Annäherung an den Kontakt flacher wird. 3. Randaufschiebungen. Diese bilden einen ähnlichen Fächer wie die Zugklüfte. An ihnen ist immer die hangende Massivscholle gegen das Nebengestein hin überschoben. 4. Streckflächen verschiedener Lage, bei denen immer das Hangende gegen das Massivinnere abgesunken ist.

Interessant ist hierbei besonders die „lineare Faser“. Diese fällt am Kontakt offenbar zusammen mit der Lage der Stromfäden in der Schmelze, dagegen liegt sie im Massivinneren annähernd senkrecht hierzu und im Zwischengebiet finden sich alle Übergänge. Es ergibt sich bei dieser Sachlage die Frage, ob die Regelung der stengeligen Mineralien, auf der die „Faser“ beruht, unmittelbar auf die Strömungsvorgänge oder auf Spannungen zurückgeht. Auf jeden Fall muß die Lage der stengeligen Kristalle an jedem Punkt einer Gleichgewichtslage entsprechen, da sich sonst nicht ein Bild solcher Regelmäßigkeit abzeichnen würde.

Eine wichtige Beobachtung, die den mehrfachen Wechsel zwischen „Fließen“ und „Brechen“ während der Erstarrung zeigt, ist die Überkreuzung von Schlierenflächen, die durchaus an ein gangartiges Durchsetzen erinnert.

Besonders merkwürdig erscheint, daß die lineare Streckung in derselben steilen Lage auch im Nebengestein aufgezeichnet sein soll, wo sogar konglomeratische Lagen eine ausgesprochene Umformung der Gerölle in diesem Sinne erlitten haben. (Hier läßt allerdings Verf. die Möglichkeit offen, daß diese Verformungen bereits vor der Granitintrusion eingetreten waren, und die Konglomeratlagen dann nur am Kontakt aufgerichtet wurden.) — Leider erfahren wir aus der Arbeit nicht die Lage der tektonischen Achsen im Nebengestein.

Von den primärtektonischen Merkmalen der festen Phase sind die wichtigsten die Randaufschiebungen, die einen gewaltigen Seitendruck des erstarrenden Plutons auf sein Nebengestein beweisen. Wichtig sind sie besonders deswegen, weil Cloos aus ihnen sehr weitgehende Schlußfolgerungen ableitet, was die Strömungsrichtung anlangt. Charakteristisch für die Randaufschiebungen ist nicht nur die Lage der einzelnen Flächen und die gleichbleibende Bewegungstendenz, sondern auch die räumliche Gruppierung, die Cloos als „gestaffelt“ oder „fiederförmig“ bezeichnet. Das heißt, die Flächen sind ausschließlich an die Kontaktnähe gebunden und folgen hier stockwerksartig übereinander. Das ganze Stockwerk hat infolgedessen eine andere Lage als die einzelne Fläche. Das Auftreten gestaffelter Störungen läßt den Schluß zu, daß geologische Massen parallel zur Längskante der Staffelzone und entgegen dem spitzen Winkel zwischen der Längskante und den einzelnen Störungen aneinander vorbeibewegt worden sind. Dagegen scheint mir die Folgerung des Verf.'s (S. 263), „daß wir diese Einzelbewegungen auf eine geradlinige Strömung (generell) zu beziehen haben, welche eine reibende Wand trifft, an ihr Widerstand findet und in eine

scherende, schiebende Bewegung längs derselben abgelenkt wird (und) dabei gegen (die Wand) einen Druck ausübt“, in ihrer mechanischen Deutung schon etwas zu spezialisiert zu sein. Denn die „schräge Richtung“ der ursprünglichen Bewegung (oder Strömung) ist nicht eine notwendige Voraussetzung. Jede Bewegung entlang einer reibenden Wand löst in dem differentiell bewegten Körper ein Drehmoment aus, so daß eine Kraftkomponente gegen die Wand entsteht. Eine Berechnung der ursprünglichen „Strömungsrichtung“ erscheint aus diesem Grund nicht exakt möglich.

Nach diesen Ausführungen folgt eine Beschreibung einzelner tektonischer Beispiele, an denen das Auftreten von Fiederspalten, Schleppungen von Faltenbögen und ähnliche strukturelle Analogien zur „Granittektonik“ zu beobachten sind. Es werden behandelt: Kalifornien, Oklahoma, der Basler Jura, Kristianiagebiet, die tertiäre Vulkanzone zwischen Schottland und Irland, die allgemeine Struktur von Mitteleuropa. Die sehr interessanten Ausführungen scheinen mir nur bei der Schilderung des Harzblockes (p. 305 und 306) nicht ganz zuzutreffen. Die hier gezeichnete Faltenachsenumbiegung an der Harzrandspalte kann nicht, wie dies Cloos tut, auf eine einfache Schleppung (Bewegung des Harzblockes nach NW) zurückgeführt werden, denn andere Faltenstränge zeigen an der Harzrandspalte ein entgegengesetztes Einschwenken nach links. Es liegt also wohl eine echte Faltenvirgation und nicht eine spätere Umschleifung vor.

G. Fischer.

K. O. Möller: Intrusionstektonische Untersuchungen im Potzberg—Königsberg-Gebiet (Rheinpfalz). (Verh. Nat.-Hist. Ver. Heidelberg 1929. 17. 1—84. M. 4 Diagrammen, 4 Übersichtskarten, 8 Textfig. u. 2 Taf.)

Der Zweck der Arbeit war die Untersuchung der Klufftektonik in Intrusivmassen sehr verschiedener Mächtigkeit und in den begleitenden Sedimentgesteinen mit dem Ziel, primär- und sekundärtektonische Erscheinungen zu unterscheiden.

Zum Gegenstand der Arbeit wurden die Cuselit- und Tholeytintrusionen des Potzberg—Königsberg-Gebietes gewählt, die als akkordante bis konkordante Lagergänge im Obercarbon und Unterrotliegenden dieses Teils des Pfälzischen Sattels aufsitzen. Dem Zweck der Arbeit kam hier sehr entgegen, daß die geologische Stellung und die petrographische Beschaffenheit der Intrusivgesteine durch Spezialarbeiten bereits klargestellt war.

Die Ergebnisse der intrusionstektonischen Untersuchungen des Verf.'s lassen sich kurz zusammenfassen:

1. Die Form der Intrusionen: Es handelt sich um akkordante Lagergänge von wenigen Dezimetern bis über 100 m Mächtigkeit mit sehr spärlichen diskordanten Zufuhrspalten. Alle Lagergänge enden in einer stumpfen, runden Gangstirn, ohne allmähliches Auskeilen oder Verminderung der Gangmächtigkeit.

2. Der Vorgang der Intrusion: Dieser muß unter sehr starken aktiven Kräften des Magmas verlaufen sein, denn die Sedimente vor den Gangstirnen

sind stark gepreßt, gefaltet und verschoben und auch die Schichten am Liegend- und Hangendkontakt der einzelnen Lagergänge zeigen starke Kataklase, ebenso sind Schollen des Nebengesteins im Magma gestaucht. — Alles Erscheinungen, die den Obercarbon- und Rotliegendensedimenten des Untersuchungsgebietes sonst vollständig fehlen. Die Bewegungen im Magma beim Transport an den Erstarrungsort hin sind zunächst als reine Fließbewegungen durch differentielle Bewegung von „Stromfäden“ oder von Fließschichten (Laminae) erfolgt. Dies läßt sich aus der Deformation und Gleichrichtung von Gasbläschen ablesen, die besonders in der Nähe der Kontakte aufzutreten pflegen. Mit Fortschreiten der Abkühlung und der hierdurch bedingten Zähflüssigkeit sammelten sich die Bewegungen in bestimmten „Scherflächen“, parallel den Kontakten. Die Abstände der Scherflächen zeigen eine gesetzmäßige Zunahme mit zunehmender Entfernung von den Grenzflächen. Sie lassen sich heute daran erkennen, daß sie oft von einem scharfen Wechsel der Farbe, Festigkeit und anderer physikalischer Eigenschaften des Gesteins begleitet werden. Ferner setzen an ihnen sehr gerne auch die Kontraktionssäulen ab und spätere tektonische Klüfte werden ausgeleitet. Dagegen soll sich eine Fließstruktur durch Regelung des Kristallgefüges nicht gezeigt haben. Es müßte demnach die Entstehung der Kristallkeime jünger sein als die Scherbewegungen. Es ist dies ja vielleicht wirklich der Fall, andererseits ist es doch möglich, daß eine moderne gefügeanalytische Bearbeitung dieser Zonen doch eine Regelung aufzeigen würde.

Die Intrusion scheint unter keinerlei tektonischen Spannungen verlaufen zu sein, das beweist das Nichtgebundensein der Gänge an irgendein bestimmtes Liniensystem und der vollständige Mangel eines primärtektonischen Kluffnetzes. Denn in dem Auftreten eines solchen müßte man den Beweis sehen, daß tektonische Spannungen die mehr oder weniger passive Immission des Magmas veranlaßten, und daß sie bei und nach der Erstarrung fort dauerten. Hier sind aber alle Anzeichen gerichteter Bewegung verschwunden, sowie das Magma eine derartige Zähigkeit erreichte, daß es zu differentiellen Gleitbewegungen nicht mehr fähig war. Das Aufhören des aktiven magmatischen Druckes kann man sich ganz gut in der Weise vorstellen, daß dann, wenn die Scherfestigkeit (innere Reibung) in dem erstarrenden Körper die Festigkeit der angrenzenden Sedimente beträchtlich überstieg, sich das nachdrängende Magma eine neue Intrusionsbahn suchte und so ein Ventil für die Spannung geschaffen wurde.

Man kann daher vielleicht den MÜLLER'schen Satz: „Das Gestein erstarrte vollständig erst, nachdem das intrudierte Magma völlig zur Ruhe gekommen war“, auch umdrehen und sagen: Das Gestein kam rasch und vollständig zur Ruhe infolge seiner Erstarrung.

3. Kontraktionsklüfte. Bei der weiteren Erstarrung und Abkühlung bildete sich unter diesen Umständen ein Netz von reinen Kontraktionsklüften aus, dessen Flächen stets senkrecht zu den Abkühlungsflächen stehen und die nach sorgfältigen statistischen Untersuchungen keinerlei tektonische „Richtung“ erkennen lassen. Die Kontraktionsklüfte veranlassen den Zerfall der Cuselite in polygonale Säulen, die stets senkrecht zum Kontakt an-

geordnet sind. Besonders wichtig erwiesen sie sich zur Erkennung der „Gangstirnen“, da sie hier — ähnlich den Fasern von Halbsphärolithen — senkrecht zur Oberfläche, also scheinbar radial von der Gangmitte aus gestellt sind. Im Inneren mächtiger Gänge sind Kontraktionsklüfte und -säulen nicht entwickelt. Dagegen findet sich in besonders schwächtigen Gängen eine durchgehende Klüftung nach drei aufeinander senkrechten Ebenen, von denen eine parallel dem Kontakt liegt. Diese Klüftung wird vom Verf. auch als Kontraktionsklüftung betrachtet.

4. Sekundär-tektonische Klüfte. Die statistischen Messungen des Verf.'s ergaben im großen ein sehr regelmäßiges Kluftbild, das aus zwei verschiedenen Kluffpaaren (SW—NO und SO—NW; N—S und O—W) und hercynischen Ruschelzonen besteht. Eine Altersgliederung konnte nicht vorgenommen werden. Doch liegen belangreiche Beobachtungen über den Einfluß des physikalischen Zustandes der Gesteine auf Kluftbildung und räumliche Lage vor.

5. Aus morphologischen Gründen werden die Porphyrkuppen des Hermansberges und Königsberges vom Verf. als lakkolithische Intrusionen betrachtet.

G. Fischer.

Eckart Schröder: Über Aufbau und Alter des Blauenmassivs im südlichen Schwarzwald. (Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 11. H. 2. 1929. M. 1 geol. Karte. 2 Taf. 5 Textabb.)

Im Blauenmassiv können nach ihrem Verband und Gefügestand drei verschiedenalterige Granite unterschieden werden, die vom Verf. „Klemmbachgranit“, „Blauengranit“ und „Malsburger Granit“ nach ihrem örtlichen Vorkommen genannt werden. Der erste, älteste, ist ein ziemlich aplitischer Granitgneis mit kräftiger kataklastischer Durchbewegung, die von Rekrystallisation teilweise überholt wurde. Die lineare Faser streicht durchschnittlich N 160 O und fällt mit 10—20° N. Der Blauengranit erstarrte unter einem von SSO nach NNW gerichteten Druck, der nördlich des Blauengipfels zu einer primärtektonischen Schieferung des Granites führte (mit nordöstlichem Streichen). Der Gefügestand des Gesteins ist, abgesehen von der verschieferten Zone, gekennzeichnet durch Fehlen einer postkristallinen Durchbewegung und nur leichte Kataklyse der Quarze.

Der Malsburger Granit, der jünger als die Anlage der Culmmulde ist, zeichnet in seinen primärtektonischen Elementen die Wirkung einer rheinisch gerichteten Pressung auf, denn in rheinischer Richtung verlaufen seine Quklüfte und senkrecht dazu die S-Klüfte (im Sinne von Cloos).

Während so im wesentlichen durch die Untersuchungen des Verf.'s der Intrusionsmechanismus und auch die Intrusionszeit des Malsburger Granits (obercarbonisch) und des Blauengranits (oberdevonisch-unterculmisch) geklärt ist, ist dies nicht in gleichem Maße bei dem Klemmbachgranit gelungen. Da die „Streckung“ dieses Gesteins zusammenfällt mit der Richtung des Hauptdruckes in dem jüngeren Blauengranit, neigt Verf. dazu, die lineare Faser nicht als B-Achse, sondern als die Durchbewegungsrichtung A zu be-

trachten. Die Faser fiel dann also nicht mit dem tektonischen Streichen, sondern mit der polaren Ausweichrichtung zusammen, wie dies bei gerieften Harnischen der Fall ist. Eine gefügeanalytische Untersuchung erscheint unter diesen Umständen als wünschenswert.

Die räumliche Anordnung der drei Granite ist im allgemeinen schalenförmig, und zwar umgekehrt, als es ihrem Alter entsprechen würde.

Die Eruptivgänge des Blauengebietes gliedern sich in ältere Granitporphyre, Gangfolgschaft des Blaugranits. Sie folgen z. T. hercynischen, z. T. rheinischen Spalten. Zum Malsburger Granit gehören Lamprophyre und Aplite, sowie einige recht dichte Granitporphyre, die insgesamt rheinisch gerichtet sind. Noch jünger sind hercynische Quarzporphyrgänge, die offenbar zu einer mittelrotliegenden Porphyredecke gehören. **G. Fischer.**

A. Demay: Sur le rôle tectonique des granites et granulites du pourtour occidental du bassin houiller de Saint-Étienne. (Compt. Rend. 188. 1929. 71—74.)

Der Granit von Gampille, welcher im S von Firminy zwischen den Glimmerschiefern und der Kohlenformation zutage tritt, ist ein porphyrischer Alkaligranit, gestreckt oder mylonitisch. Der Granit weicht vom benachbarten autochthonen Granit ab und gehört ohne Zweifel einer Decke an, welche über der Decke von Laval liegt, d. h. der höchsten der cevennischen Decken.

Der Granit von Cizeron ist ziemlich grobkörnig, manchmal porphyrisch und berührt die Carbongrenze etwa 4 km von Saint-Just-sur-Loire. Er scheint aber autochthon zu sein. Auf dem rechten Ufer des Baches von Cizeron geht er deutlich unter die Glimmerschiefer der Decke von Laval, welche nahe dem Kontakt gegen NW untertauchen. Der Granit von Cizeron erscheint unter der Decke von Laval unter einem Fenster, das die rechte Landzunge des Landuzière schließt. Er ist ohne Zweifel autochthon.

Der Granit von Saint-Just ist manchmal porphyrisch. An andern Stellen ist er feldspatreicher und von wenig größerem Korn als der normale Granit der Gegend von Saint-Étienne. Der Granit ist unter der Decke der Glimmerschiefer zerquetscht, aber intakt, je weiter man sich entfernt, und geht nach und nach in Granulit über. Auf dem Plateau von Chénieux ist der Granulit mit Granit gemischt und injiziert selbst unter sich die Glimmerschieferdecke von Laval. Der Granit von Saint-Just ist ebenfalls autochthon. Der Granulit in der westlichen Gegend des Kohlenbeckens von Saint-Étienne ist jünger als die Überschiebung der cevennischen Decken und der Decke von Gampille.

M. Henglein.

A. L. du Toit: The volcanic belt of the Lebombo — a region of tension. (Trans. R. Soc. South Africa. 18. Cape Town 1929. 189—217.)

Die Lebombokette liegt an der Ostgrenze von Transvaal, Swaziland und nördlichem Zululande gegen Portugiesisch-Ostafrika. Diese niedrige Bergkette, welche die aus cretacisch-tertiären Schichten gebildete Küsten-

ebene von dem Innern abschließt, läuft genau S—N mit äußerster Regelmäßigkeit auf 500 km in 32° östl. Länge durch nahezu 6 Breitengrade. Die Kette zeigt durchgehend im W ein ebenes oder flachgewelltes Basaltgebiet, worauf dann die einige hundert Meter sich erhebende Hauptkette, aus Rhyolithen gebildet, mit einem nach W gerichteten Steilhang und einer wunderbar ebenen Oberkante folgt. Der Osthang fällt dann stufenförmig oder in kleinen vorgelagerten Hügeln nach der Küstenebene ab. Stellenweise tritt am Ostabfall eine kleinere Parallelkette hervor (Little Lebombo).

Die Kette wird gebildet aus vulkanischen Laven von Ober-Stormberg-Alter (wahrscheinlich Lias). Diese sind getrennt von den kristallinen Gesteinen des Swaziland-Systems durch mit den Laven konkordante permotriassische Karroo-Sedimente. Der ganze Komplex zeigt eine gleichmäßige monoklinale Lagerung (Flexur). Die vulkanischen Gesteine streichen in einer Breite von 20—50 km und in einer ununterbrochenen Länge von 660 km (innerhalb der südafrikanischen Union) aus. Auf eine tiefere basaltische Gruppe folgt eine rhyolithische und dann wieder basaltische, so daß wir eine Folge basisch-saurer-basisch haben. In der nördlichen Hälfte treten Limburgit und im äußersten N und NW auch Alkalibasalte auf. [DIXEY berichtet kürzlich (Geol. Mag. 66, 1929. Ref. dies. Jb. 1930. II. Heft 4) über eine Basalt-Rhyolith-Basalt-Folge in den Karroo-Vulkaniten zwischen Shiré und Sambesi auf portugiesischem Gebiete.] Die unteren basaltischen Gesteine streichen aus in dem flachen Lande westlich der Hauptkette, während diese selbst aus Rhyolithen und endlich der Ostabfall der Hauptkette aus den höheren basaltischen Gesteinen gebildet wird. Fallen gleichmäßig nach O, gewöhnlich mit 5—20°, in der Achse der Flexur bis 30, 40, gelegentlich 50°, mit allmählicher Verflachung nach O, wo diese Laven diskordant unter Kreide und jüngeren Schichten lagern. Die maximale Mächtigkeit der Laven erreicht mindestens 9000, wenn nicht über 10 000 m.

Sowohl die tieferen Sedimente wie die Laven werden von äußerst zahlreichen Diabas- („Dolerit“-) Gängen durchsetzt, welche parallel zur Kette S—N streichen. Die unteren basischen Lagen werden noch durchsetzt von felsitischen Gängen wie größeren S—N gestreckten Intrusivkörpern von „Dolerit“, Gabbro und Granophyr. Diese Intrusiva bildeten die Zufuhrkanäle für den Ausfluß der Lavadecken. Deshalb findet man auch die größte Zahl von Gängen in den unteren basischen Decken und saure nur in diesen unteren Laven, wogegen die Zahl der Gänge in den hangenden basischen Laven viel geringer ist. Es handelt sich also um Spalteneruptionen. Die Gänge treten dabei in einem Abstände von 50—100 m auf und haben eine Mächtigkeit von jeweils 1—8 m. Auf Strecken von 11, dann 19 und wieder 19 km Breite konnte festgestellt werden, daß die Gangmächtigkeit $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{5}$, an einer Stelle sogar $\frac{1}{2}$ des ganzen Querprofils ausmacht, so daß diese Gänge schon allein 2—4 km des Querprofils (bis 19 km) einnehmen. Dazu kommen noch die größeren Intrusionen.

Krustenzerrung („crustal tension“) in W—O-Richtung müsse während der ganzen Extrusionszeit geherrscht haben!

Die Entwicklung der Flexurumbiegung soll in der Mitte der vulkanischen Vorgänge eingesetzt und auch den sauren Charakter der mittleren Laven bedingt haben, indem die tektonischen Vorgänge zur Hervorpressung der sauren Differentiate führten. Die basischen Laven aber entsprechen „Plateaubasalten“. Die sauren Laven sind auch von größeren Mengen Tuffen und vulkanischen Breccien begleitet, womit dieser mittleren vulkanischen Zeit auch ein explosiverer Charakter zukommt.

Erich Kaiser.

Geophysik.

Gutenberg, B.: Hypothesen über die Entwicklung der Erde. (Forschungen u. Fortschr. Berlin 1930. 6. 66—67.)

Jeffreys, H.: The Earth. (2nd ed. Cambridge 1929.)

Gutenberg, B.: Lehrbuch der Geophysik, unter Mitwirkung von E. A. ANSEL, J. BARTELS, H. BENNDORF, A. BORN, F. LINKE, A. SIEBERG, A. WEGENER, L. WEICKMANN. (Berlin, Gebr. Bornträger, 1929. XX+999 S. 412 Abb. 2 Taf.) — Vgl. Besprechung der Schlußlieferung in CBl. Min. etc. 1930. B. 175—176.

„The Loss of the Carnegie and the Death of Captain Ault.“ (Scientific Monthly. Februar 1930. 189—192.)

Da die Fahrten des Schiffs für magnetische Vermessung der Ozeane, „Carnegie“, auch von der deutschen Wissenschaft mit größtem Interesse verfolgt wurden, so sei auch hier ihres traurigen Endes gedacht: Am 29. November 1929 ist die „Carnegie“ im Hafen von Apia einer Explosion zum Opfer gefallen. Die Yacht hatte nahezu 500 000 km Kreuzfahrt auf allen Meeren der Welt hinter sich. Welch großer Verlust der Wissenschaft entstanden ist, geht aus der beigefügten Karte hervor, die die noch geplanten Kreuzfahrten der Yacht darstellt.

Curt Teichert.

Heiland, C. A.: Annotated Bibliography of Geophysical Prospecting. (Annotated Bibl. of Economic Geology for 1928. 272—331.)

C. A. Holland: Development in science of geophysics. (Oil and Gas J. 28. Tulsa 1929. 186—190, 274.)

Entwicklung der angewandten Geophysik in Deutschland, neuere Untersuchungen, Gesellschaften, Methoden, Literatur, Instrumente etc.

Krejci.

E. H. Sellards and W. Williams: Worlds deepest well. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 135. Abstract.)

Das tiefste Bohrloch der Welt befindet sich nun in Texas. Es hat die Tiefe von 8523 Fuß = 2598 m erreicht. Es wurden durchfahren: Kreide, Trias, Perm und vielleicht Obercarbon erreicht. Die Bohrung wurde auf Öl angesetzt und ist in 4 Horizonten fündig geworden.

Curt Teichert.

O. Hecker und **O. Meisser**: Irdische Schwere. (Handb. d. physikalischen u. technischen Mechanik. Herausg. von F. AUERBACH und W. HORT. 2. Lief. 1. Leipzig 1928. 148—181. Mit 87 Abb.)

In gedrängter, aber sehr klarer Form werden nach einer Übersicht über die theoretischen Grundlagen der Schwereverteilung auf der Erde die experimentellen Methoden zur Bestimmung der Schwerkraft sowie die Reduktionsmethoden besprochen. Es folgt ein Abschnitt über Drehwagenmessungen, über die Gravitationskonstante, die mittlere Erddichte und die Dichteverteilung im Erdinnern.

F. Errulat.

Hopfner, T.: Die Eötvössche Drehwaage und ihre Eignung für die praktische Geologie. (Zs. d. österr. Ing.- u. Arch.-Ver. 1927. 305.)

Schweydar, W.: Die topographische Korrektur bei Schweremessungen mittels einer Torsionswaage. (Zs. Geophysik. 1926.)

W. Heiskanen: Über die Elliptizität des Erdäquators. (Veröff. d. Finn. Geodät. Instituts. Nr. 12. Helsinki 1929.)

Die gravimetrische Bestimmung der Erdgestalt hat für g bekanntlich ein von der geographischen Länge abhängiges Glied ergeben, und zwar beträgt nach HEISKANEN die Abplattung des Meridians von Greenwich $1/295,7$, die in 90° östl. und westl. $1/299,0$, woraus sich ein Unterschied von 242 m in der Länge der Halbachsen ergibt. Verf. versucht nun in die Lotabweichungsgleichungen ein Längenglied einzuführen und kommt zu dem Ergebnis, daß diese gleichfalls für eine Elliptizität des Äquators sprechen. Die Differenz der Halbachsen beträgt danach 165 ± 57 m, wobei die größere Achse $38 \pm 10^\circ$ östlich von Greenwich liegt.

F. Errulat.

Berger, Ernst: Relative Schwerkraftmessungen nach der Referenzmethode mit drahtloser Fernsteuerung der Koinzidenzapparate.

Mader, Karl: Erstmalige Messungsergebnisse. (Zusammen in: Gerlands Beiträge zur Geophysik. 21. 1929. 355—365.)

Johannes Wilhelm: Beitrag zur Frage der Bewertung der verschiedenen Schwerestörungen. (Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 110. Berlin 1928. 50 S.)

Die vorliegende Arbeit stellt eine dem Geologen wie dem Geophysiker gleich wertvolle Untersuchung über die Bewertung der verschiedenen Reduktionsmethoden bei der Berechnung von Schwerewerten dar. Die bestehenden Reduktionsverfahren vermögen bisher die Grundfrage nicht zu lösen, ob für die unbestrittene isostatische Lagerung die Annahme von PRATT oder die von AIRY als die bessere zu bezeichnen ist. Im allgemeinen gibt die isostatische Reduktion geringere Reststörungen, als die nach FAYE (totale Störungen), der Grad dieser Überlegenheit der isostatischen Reduktion ist aber in Zweifel zu ziehen; die auf Grund der zweiten, älteren Methode erhaltenen Schlüsse werden durch sie nur im großen und ganzen bestätigt. Wenn in der Praxis unter Voraussetzung isostatischer Lagerung die Ausgleichstiefe so angenommen

wird, daß die Summe der Quadrate der Reststörungen ein Minimum wird, dann nimmt man den gesuchten Anisostasien ihre Selbständigkeit. Die BOUGUER-Reduktion, die wesentlich andere Aussagen macht, hat ihre Bedeutung auch behaupten können. Die Forderung SCHWINNER's, den rechnerischen Ausgleich nach geologischen Einheiten abzugrenzen, wird abgelehnt. Verf. hält es für erfolgversprechend, nach dem Beispiele von HEISKANEN, durch andere Methoden (z. B. die Seismik) gegebene Krustendicken als Ausgang einzusetzen und danach Reststörungen zu berechnen. In der geologischen Bewertung von Schwerstörungen kann es sich nur um regionale, tiefer liegende Anomalien handeln, da lokale Störungen weniger zum Ausdruck kommen.

Die Besprechung der Schwerstörungen einzelner geologischer Großformen führt zu dem Ergebnis, daß das rezente geologische Bild und die Schwereverteilung im allgemeinen eng miteinander verknüpft sind. In Europa gibt der Gegensatz zwischen dem alpinotypen Dichtetrog und der nördlich davon gelegenen germanotypen Dichteschwelle den Beweis dafür, daß auch die Entstehungsgeschichte in dem Schwerebilde ihren Ausdruck findet. Das in positive Störung umgewandelte Schwerebild des variskischen Gebirges ist als Hinweis auf die Tiefenlage der postvariskisch hochgepreßten störenden Massen aufzufassen. In den Ergebnissen der geologischen und gravimetrischen Durchforschung anderer bekannter Störungszonen (ostafrikanischer Graben, vulkanische Inseln der Ozeane) sowie in den Niveauänderungen, welche die Vereisungen Nordeuropas begleiteten, erblickt Verf. wertvolle gegenseitige Bestätigungen.

F. Errulat.

Ilmari Bonsdorff: Das Theorem von CLAIRAUT und die Massenverteilung im Erdinnern. (Veröffentl. des Finnischen Geodätischen Instituts. Nr. 10. Helsinki 1929. 10 S.)

Anwendung des CLAIRAUT'schen Theorems auf einen abgeplatteten Äquatorschnitt der Erde. Es wird weiter die Anziehung eines dreiachsigen Ellipsoides berechnet, das aus einem homogenen Ellipsoid und unendlich vielen darüber gelagerten ähnlichen und ähnlich gelegenen Ellipsoiden von unendlich wenig abweichenden Radien und Dichten besteht. Die Annahme von drei Hauptschichten, nach den Ergebnissen der Erdbebenbeobachtungen (Schichtgrenzen in 1600 und 2900 km Tiefe), bekannter Dichte der Gesamterde, an der Oberfläche und im Zentrum (5,6; 2,9; 11,5), ergibt die folgende Dichteverteilung:

Oberfläche	D. = 2,9
1600 km	D. = 4,8
2900 „	D. = 9,6
Zentrum	D. = 11,5

Wird konstante Kerndichte angenommen, dann ergibt sich:

Oberfläche	D. = 2,9
1600 km	D. = 4,7
2900 „	D. = 10,0
Kern	D. = 10,0

Als sehr wahrscheinlich ergibt sich die Annahme, daß in der Äquatorialebene die Elliptizität rasch mit der Tiefe abnimmt, und daß das Längenglied in der bekannten Schwerformel durch Erscheinungen in der Kruste hervorgerufen sein muß.

F. Errulat.

F. Hopfner: Die Reduktion von BRUNS-BOWIE. (Zs. f. Geophysik. 5. 1929. 300—303.)

Auch H. BOWIE ist bei der Bearbeitung der Schwermessungen von VENING MEINESZ auf empirischem Wege zur Ansicht gelangt, daß die Abweichungen des Niveausphäroids von dem Geoid bei der Reduktion von Schwerewerten zu berücksichtigen ist. Die von BOWIE vorgeschlagene Reduktion ist offenbar identisch mit dem Term von BRUNS. Die Wirkung dieses Reduktionsgliedes bedarf strengster Nachprüfung.

F. Errulat.

F. Hopfner: Zur Begründung der Lehre von der Isostasie. (GERLAND's Beiträge zur Geophysik. 22. 1929. 115/123.)

Verf. weist darauf hin, daß nach der Theorie der Erdgestalt von BRUNS das Niveausphäroid die geeignetste Bezugsfläche für die Reduktion von Schwerewerten ist. In der Praxis wird als Schwerestörung die Differenz zwischen dem auf das Geoid reduzierten Werte von g und dem einer nach dem Theorem von CLAIRAUT definierten Niveaufläche angegeben. Diese Differenz gibt aber nicht den wahren Wert der Schwerestörung, denn diesen erhält man erst nach Berücksichtigung des Abstandes zwischen Geoid und Niveaufläche. HELMERT hat diesen Abstand maximal auf etwa 100 m geschätzt, jedoch könnte er nach Ansicht des Verf.'s wesentlich größer werden. Die Reduktion der bisherigen (scheinbaren) Schwerestörungen auf die wahren muß mit Hilfe des Terms von BRUNS geschehen, welcher, wenn der erwähnte Abstand h und die Schwereänderung in der äußeren Normalen des Geoids $\partial\gamma/\partial n$ beträgt, den Wert $-h \frac{\partial\gamma}{\partial n}$ hat. Verf. legt seinen Ausführungen über die Folgen der Einführung des Terms von BRUNS die ältere Anschauung (PH. FISCHER 1868) zugrunde, daß über den Meeren dem Festlande gegenüber positive Schwerestörungen vorhanden seien und kommt zu dem Ergebnis, daß die bisher als ozeanische bezw. als kontinentale Schwerestörungen bezeichneten Erscheinungen kein Beweismittel für eine verschiedene Massenordnung unterhalb der Festländer und Meere sind. Wenngleich Verf. der Lehre von der Isostasie damit eine Stütze zu nehmen glaubt, hält er die Lehre durch andere Argumente immerhin für genügend gesichert. Andererseits würde bei tatsächlich vorhandenen Massenüberschüssen unterhalb der Meere der Term von BRUNS eine Verschärfung der Unterschiede der Schwere über Festland und Meer bewirken. Verf. erhofft von dem Hinweise auf die Notwendigkeit, den Term von BRUNS zu berücksichtigen, eine Revision der Arbeitsweise der Geodäsie und Geophysik.

F. Errulat.

F. Hopfner: Über die Wirkung der Undulationen auf die Größe der scheinbaren Schwerkraftstörung. (GERLAND's Beitr. z. Geophys. 22. 1929. 124—132.)

Im Anschluß an die vorstehend referierte Arbeit unternimmt es Verf., an Hand eines Beispiels über die Größe des Einflusses des Terms von BRUNS Aufschluß zu geben. Dabei wird die Wirkung der durch die Verteilung von Festländern und Weltmeeren hervorgerufenen Undulationen der Schwerewerte mit der Wirkung der unter beiden liegenden Massenunregelmäßigkeiten verglichen. Es ergibt sich, daß der Anteil der Undulationen an der scheinbaren Schwerestörung, absolut genommen, viermal größer ist als der der subozeanischen bezw. subkontinentalen Massenordnung. Da die Größe der Undulationen unbekannt ist, darf also aus der scheinbaren Schwerestörung allein nicht auf tiefliegende Massenunregelmäßigkeiten geschlossen werden. Die wahre Störung, welche durch Massenunregelmäßigkeiten hervorgerufen wird, hat das entgegengesetzte Vorzeichen der scheinbaren Störung und erreicht nur $\frac{1}{4}$ ihres Betrages. Verf. schließt daraus: 1. es ist der Term von BRUNS, der die Wirkung von Massenunregelmäßigkeiten in der scheinbaren Schwerkraftstörung völlig verdeckt; 2. man kommt zu ganz entgegengesetzten Vorstellungen über die Massenordnung im Erdinneren, je nachdem man auf diese von der wahren oder der scheinbaren Schwerestörung schließt. Über dem Weltmeere ist die Hebung des Niveausphäroids gegen das Geoid positiv, die scheinbare Schwerestörung $g-\gamma > 0$, die wahre Störung $g-\gamma$ aber < 0 , auf den Festländern umgekehrt. Verf. berechnet aus den scheinbaren Störungen die Größe der Undulation des Geoids und daraus die wahren Störungen.

F. Errulat.

K. C. Heald: Determination of geothermal gradients. (Oil and Gas. J. 28. Nr. 29. S. 90, 91, 191, 192. Tulsa 1929.)

Das A.P.I.-Programm zur Untersuchung der geothermischen Tiefenstufe sieht vor: Untersuchungen über linsenförmigen, nicht-antiklinal gelagerten Öllagerstätten zur Bestimmung eines event. Einflusses des Öles selbst auf die Tiefenstufe; Untersuchungen in He-Gasfeldern zur Bestimmung radioaktiver Einflüsse; eben hierzu Untersuchungen über Tiefenstufe im Verhältnis zur Lage eines unterlagernden Granites. Untersuchungen über Art und Ursache des Zusammenhanges zwischen Tiefenstufe und geologischer Struktur.

Oklahoma: Die Gesteine und die Temperaturflächen fallen in derselben Richtung und fast im selben Ausmaße ein. Zusammenhänge der Temperaturflächen mit der Struktur sind in manchen, doch nicht in allen Fällen vorhanden; in den letzteren Fällen könnte event. der Einfluß tiefergelegener Strukturen durchschlagen. Ein großes Ölfeld (Burbank) liegt in nicht deformierten Schichten, sollte sich also besonders gut eignen zum Nachweis, daß Öl allein die Tiefenstufe beeinflusst. „Measurements in the Burbank-Field, however, utterly fail to support the theory that high temperatures and petroleum are in any way related.“ Wenn in Beziehung zum Öl stehende chemische Reaktionen abnormale Temperaturen hervorrufen, wäre zu erwarten, daß

in Sonden, die verschiedene Ölsande durchteufen, höhere Temperaturen in oder an den ölführenden Schichten sich finden. Sehr sorgfältige Untersuchungen in dieser Richtung wurden im Tonkawa-Feld ausgeführt, wo die Sonden drei Ölsande durchbohren und in einem vierten stehen. „The temperature curves in these wells seem perfectly normal in every respect, and show no irregularities whatsoever that would even suggest any localization of heating action.“

Bezüglich der Tiefenstufe in He-Gasfeldern sind die Arbeiten noch nicht weit genug vorgeschritten, um ein endgültiges Urteil zu erlauben; man glaubt jedoch nicht an einen Zusammenhang zwischen Radioaktivität und Tiefenstufe. Die bisherigen Messungen zeigen auch keinerlei Abhängigkeit der Temperatur von der Tiefe unterlagernder Granite.

Wasserzirkulation wurde für abnormale Temperaturverteilung herangezogen. Das ausgepreßte Wasser der Pelite soll in den Psammiten zum Ausfluß wandern, also die höheren Temperaturen größerer Tiefen in geringere Tiefen hochbringen. Dem würden die Verhältnisse in Oklahoma im regionalen Bild entsprechen [erklärt durch Wärmeleitung in der Schicht. Ref.]. Die Ergebnisse in den einzelnen Feldern und Sonden widersprechen aber dieser Theorie. In Ölfeldern müßten dann die Temperaturen niedrig sein, da das Öl das wärmebringende Wasser ausschließt, ja als Wärmeisolator wirken müßte; diese Folgerungen werden durch die Messungen in Burbank und Glennpool nicht unterstützt [aber auch im Öl sind Konvektionsströmungen denkbar. Ref.]. Wenn die Temperatur durch die Wasserzirkulation beeinflußt wird, sollten überdurchschnittliche Temperaturen beim Durchgang durch mächtige Wassersande festzustellen sein; dies ist nicht der Fall. Der Einfluß von Unstetigkeitsflächen (event. fossile Abkühlungszonen) wird noch untersucht werden. Für die Feststellung des Einflusses von Bewegungen (Reibungswärme) ist Oklahoma wenig geeignet.

Texas: Alle Sedimente hatten bei ihrer Ablagerung die Temperatur des Wassers oder der Luft an der Erdoberfläche. Die ältesten Gesteine hatten die längste Zeit Wärme vom Erdinnern aus zu empfangen. Bei gleicher Bedeckung sollten also die älteren Gesteine wärmer sein als jüngere. In Texas finden wir nun Gesteine vom Ordoviz bis zum Pleistocän. Kein solcher Zusammenhang besteht. Im Gegenteil: ordovizische Gesteine, die unter wenigstens 900 m Bedeckung viel längere Zeit lagen als — unter ähnlicher Bedeckung — cretacische, sind trotzdem heute entschieden kühler als diese jüngeren Gesteine. „Measurements now available almost, if not quite, justify the conclusion, that the age of the sediments has nothing to do with the temperature conditions.“ Das Fehlen dieses Zusammenhangs muß auf Zeiten der Abkühlung zurückgeführt werden. Das in die Tiefe versenkte und dadurch erwärmte Gestein wird gehoben, die Überlagerung \pm denuziert; dann wird die Hitze des \pm nahe der Oberfläche liegenden Gesteines an die Atmosphäre (bezw. Hydrosphäre) abgegeben. Solche Gesteine sollten also kühler sein als niemals gehobene. Die Vorgänge der Versenkung und Hebung können mehrmals erfolgen. Man hoffte Unstetigkeiten durch Temperaturmessungen finden zu können (plötzlicher Übergang von jungen zu

± viel älteren Gesteinen). Ein sicherer Schluß ist bisher noch nicht möglich, die Untersuchungen werden fortgesetzt. [Ref. erwartet prinzipiell keinen Zusammenhang zwischen Unstetigkeiten und Temperatur, außer als Folge der Gesteinsbeschaffenheit. Etwaige Unterschiede müssen durch die erwähnten Verschiebungen der Gesteinspakete in verschiedene Temperaturgebiete durch die hierdurch verursachten Wärmeströmungen ausgeglichen worden sein.] Das Problem des Zusammenhanges zwischen Temperatur und Unstetigkeit ist kompliziert. Über begrabenen Hügeln sollte die Temperatur höher sein als im selben Gestein an derselben Tiefe, aber nicht über oder neben begrabenen Hügeln. Auch der event. Einfluß von Wasser- oder Ölführung an der Unstetigkeit müßte berücksichtigt werden.

Die regionale Verteilung der Temperaturen ist bisher nur etwa für die Hälfte des Staates bekannt. Ein Gürtel hoher Temperaturen (Stufe 23,6 m per 1° C) begleitet den Störungsgürtel Balcones—Mexia—Luling. Westlich dieses Gürtels (Central Mineral-Region bis Del Rio Country, Südwest-texas) sind die Stufen 27,43 bis 32,91 m per 1° C. Noch weiter westlich und nordwestlich (Permian-Bassin of Westtexas, Panhandle) ist die Stufe mehr als 55 m per 1° C. Der Wechsel von den warmen Gesteinen der Central Mineral-Region zu den kalten des Permian-Bassin ist verhältnismäßig abrupt. Die sanfte Aufwölbung des Bendarch spricht sich in der Temperaturverteilung nicht so scharf aus, daß es möglich wäre, von den Temperaturen auf die Struktur oder das Gesteinsverhalten zu schließen. Die Gesteine im West-texas-Bassin sind relativ kalt, doch könnte auch hier die Gestalt des Beckens aus den Temperaturen allein nicht erschlossen werden. Die Temperatur-verhältnisse variieren hier sehr stark. Von 2 Sonden, die in ca. 38 km Ent-fernung liegen, waren die Tiefenstufen 46, bzw. 75 m per Celsiusgrad, vari-ierten also um 29 m, während in der Balcones-Fault-Zone die Stufen von 21,9 bis 27,4 m, also nur um 5,5 m variieren. Im Panhandle-Distrikt ist die Ver-teilung wieder unregelmäßig wie im Permian-Bassin. Die Struktur des Big Lake-Feldes (Regan County), eines symmetrischen Domes, wird in den Tem-peraturen bei 912 m Tiefe klar wiedergegeben, während die Temperaturen bis 600 m keinen Zusammenhang mit der Tektonik zeigen. Im Lytton Springs-Feld (Caldwell County) scheint ein Zusammenhang, doch keine exakte Überein-stimmung zwischen Struktur und Temperaturverteilung zu bestehen. Es scheint, daß man die Nähe von Störungen durch Temperaturmessungen feststellen können wird. — 4 Salzdomen wurden studiert, 3 an der Golfküste und 1 in der „Interior Salt Dome Province“. Überall die gleichen Erscheinungen. Stufen von 27,4 m. „The highest temperatures seem to be very definitely associated with the salt dome itself. Temperatures are highest above the salt, and the decrease in temperature farther . . . away from the domes is un-mistakable.“ Schon in 60—90 m Tiefe zeigten sich hier diese Kennzeichen, doch gilt dies nicht für andere Teile von Texas. Alle untersuchten Dome hatten Salz innerhalb wenigen hundert Fuß von der Oberfläche. Zwei der untersuchten Dome (Humble und Blue Ridge) haben bedeutende Ölfelder; die anderen (Long Point und Grand Saline) haben keine Ölfelder; in allen 4 Domen wurden dieselben Temperaturverhältnisse gefunden, also keine

Beziehung zwischen Temperatur und Öl. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß man Salzdome durch Temperaturmessungen wird finden können. Die Hitze des Salzes kann herkommen 1. aus Leitung, da das Salz in Tiefen von 3—6000 m hinabgeht; 2. aus Resten der hohen Temperatur der Tiefe, aus der das Salz intrudierte; 3. aus Reaktionswärme, entstanden bei der Bildung des Anhydrites (cap rock).

„Begrabene Hügel“ wurden im Panhandle-Distrikt und in Cooke County, Texas, untersucht. Im ersten Fall Granit unter Pennsylvanian und Perm, im zweiten Fall Ordoviz unter Pennsylvanian. In beiden Fällen trennen die Unstetigkeiten Gesteine, die im Alter um Millionen Jahre verschieden sind. In beiden Gebieten sind die Gesteine kühl, die Stufe meist größer als 55 m per 1° C. In Cooke County sind die Temperaturverhältnisse gleichmäßig, nur von der Tiefe abhängig; im Panhandle-Distrikt scheinen sich die Hochs und Tiefs der Granitoberfläche in der Temperaturverteilung wiederzuspiegeln.— Man vermutete, daß der Grad des tektonischen Druckes, dem ein Gebiet unterworfen war, sich in der Temperaturverteilung widerspiegeln sollte. Dem entsprechend müßten die Gesteine in Cooke County wärmer sein als im Bendarch, diese wärmer als das Cretac längs der Balcones fault-Zone. Genau das Gegenteil ist richtig. In Texas finden sich keinerlei Anhaltspunkte für den Zusammenhang hoher Temperaturen mit Ölvorkommen.

California: Untersuchungen nur im Tertiär. Ablagerungszeit der untersuchten Sedimente kurz im Vergleich mit den obigen Gebieten. Hier sollte sich ein event. Einfluß der Zeit zeigen; heute kann ein solcher Einfluß weder bewiesen noch widerlegt werden. Die starke Faltung muß regionale Einflüsse maskieren, die Verteilung der Ölfelder ist für regionale Untersuchungen ungünstig. Der Einfluß lokaler Faltung auf ziemlich gleichaltrige Sedimente muß dagegen besonders klar hervortreten. Dagegen wurden die hier besonders sorgfältigen Untersuchungen auf einzelne Felder (zuerst Santa Fe Springs, dann Long Beach; mehr als 30 Sonden in jedem Feld untersucht) beschränkt. Struktur und Temperaturverteilung stimmen überein. In Long Beach ist die Übereinstimmung so schlagend, daß es der Mühe wert scheint, die Ergebnisse ganz im Detail zu studieren, um die event. Existenz eines Einflusses lokaler Störungen oder des Randwassers zu beweisen oder zu widerlegen. Zwei Ölfelder zeigen also höhere Temperaturen; doch können diese besser durch die Struktur als durch den Einfluß von Öl erklärt werden. Weitere Untersuchungen über den Einfluß von Öl- und Wasserführung auf die Temperaturverteilung sind geplant¹.

Krejol.

G. Grenet: Balance d'induction de HUGHES pour la détermination de la susceptibilité des roches. (Compt. Rend. 187. 1928. 1134—1136.)

Verf. beschreibt die Waage von HUGHES, an welcher er einige Verbesserungen angebracht hatte, so daß mit ihr für etwa 100 g einer Probe ein Ma-

¹ Vgl. hierzu auch das Referat über die Arbeit von J. O. HAAS und C. R. HOFFMANN auf S. 331 dieses Heftes.

gnetisierungskoeffizient von 5×10^{-6} C. G. S. bestimmt werden kann. Verf. gibt Messungen von folgenden Gesteinen:

Phyllit, Ardennen	11. 10^{-6}
" " (magnetisch)	2.120. 10^{-6}
" " 	86. 10^{-6}
Granatariegit, Prades	12. 10^{-6}
Olivinbombe, Haute-Loire.	61. 10^{-6}
Feldspat-Hornblendit, Haute-Garonne .	114. 10^{-6}
Graphitschiefer, Franz. Kongo.	6. 10^{-6}

M. Henglein.

Stearn, N. H.: Hotchkiss superdip, a new Magnetometer. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 13. 1929. Nr. 6. S. 659—675.)

Koenigsberger, J.: Bestimmung magnetischer Suszeptibilitäten von Gesteinen und Mineralien in schwachen magnetischen Feldern. (Cbl. Min. 1929. B. 97—107.)

A. Nippoldt: Verlegung der magnetischen Observatorien von Potsdam und Seddin wegen Elektrisierung der Vorortbahnen. (Anhang zum „Bericht über die Tätigkeit des Preuß. Meteorolog. Instituts im Jahre 1928“. Berlin 1929. 52—60. 5 Abbild.)

Der kurze Bericht über die Notwendigkeit zur Verlegung der Observatorien gibt 3 wichtige und interessante Diagramme, die den Einfluß des elektrischen Bahnbetriebes bei Gleichstrom von 800 Volt Spannung auf die Registrierungen in ca. 3—4 km Entfernung zeigen. Die Registrierungen in Potsdam ergeben Abweichungen von über 9' in der Deklination, 20 γ in der horizontalen, 26 γ in der vertikalen Kraftkomponente. Für die Praxis der magnetischen Aufschlußarbeiten sind diese Feststellungen von besonderer Bedeutung.

F. Errulat.

Reich, H. und W. Wolff: Über das magnetische Verhalten verschiedener Harzgesteine. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 153—160.)

F. Burmelster: Erdmagnetische Landesaufnahme von Bayern. (Veröffentlichungen der Erdphysikalischen Warte bei der Sternwarte in München. H. 5. 1928. 87 S. 2 Taf. 6 Kartenbeilagen.)

Die in den Jahren 1903—1911 von J. B. MESSERSCHMIDT durchgeführten absoluten erdmagnetischen Messungen an über 160 Stationen haben in dem vorliegenden Werke ihre abschließende Bearbeitung gefunden. Spezialaufnahmen, die von anderer Seite in der Pfalz und im Bayrischen Walde unternommen wurden, sind hier auf die Epoche der Hauptaufnahme, 1909,0, reduziert und mit verarbeitet worden. 6 Karten geben die Werte der Deklination, Horizontalintensität und Inklination für 1909,0 und 1925,5, 2 Tafeln die Linien gleicher säkularer Variation 1909,0 bis 1925,5. Die mittleren Fehler betragen bei der Deklination $\pm 1',1$, bei der Horizontalintensität $\pm 4\gamma$, bei der Inklination $\pm 1',46$. Die Arbeit ist als unentbehrliche Grundlage für weitere Spezialvermessungen in Bayern und der Pfalz anzuspreehen.

F. Errulat.

Friedrich Hopfner: Erdmagnetische Messungen in der Lichtenwörther Gegend und am Steinfeld in Niederösterreich. (GERLAND's Beiträge zur Geophysik. 21. 1929. 373—386.)

Es werden Werte der Deklination und Horizontalintensität mitgeteilt, die an einer Reihe von Punkten der Drehwagenmessungen von R. SCHUMANN im Jahre 1926 durch K. MADER und den Verf. beobachtet wurden. Die Messungen sind z. T. behelfsmäßig angestellt und erheben keinen Anspruch darauf, endgültige, absolute Werte zu geben; sie zeigen dennoch schon in der Deklination eine räumliche Gruppierung der Abweichungen vom Mittelwert, die auf Untergrundverhältnisse zurückgeführt werden müßte. Bei der Horizontalintensität bleiben die regionalen Unterschiede jedoch in der Grenze der Meßfehler.

F. Errulat.

Gerhard Meyer: Magnetische Messungen im östlichen Riesengebirge. (Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 105. Berlin 1927. 53 S. 4 Fig. 2 Taf.)

Verf. bespricht an Hand von Tabellen und Karten die Ergebnisse der magnetischen Aufnahme eines 24 km im Quadrat umfassenden Gebietes zwischen Hirschberg und Landshut in Schlesien, die den Zweck verfolgte, das magnetische Verhalten eines Granitmassivs und seiner Kontaktzone zu untersuchen. Die innersudetische Hauptverwerfung ist in den magnetischen Karten nur schwach durch eine negative Anomalie angedeutet. Das Granitgebirge ist hier als Ganzes negativ gestört, ganz im Gegensatz zu dem Lausitzer Granit, der positive Störung zeigt. Seine Analyse ergibt auch wesentlich geringeren Eisengehalt, als die des Lausitzer Granites. Starke positive Anomalien zeigen die Amphibolitgruppen der Kontaktzone, bei denen sogar polare negative Störungswirkungen angenommen werden. 2 gute Übersichtskarten, die das magnetische Bild und geologische Signaturen geben, gestatten eine ins Einzelne gehende Nachprüfung der Deutungen. Die Arbeit gibt ausführliche Messungs- und Reduktionstabellen und eine Übersicht über die Ergebnisse der experimentellen Untersuchung kristalliner Schiefer hinsichtlich ihres magnetischen Verhaltens.

F. Errulat.

J. Keränen und H. Odelsjö: Magnetic Measurements in the Baltic Sea. South Quarken and Northern Coast of the Baltic Sea. (Finn. Meteorolog. Inst., Erdmagn. Veröffentl. Nr. 16. Helsinki und Stockholm 1927.)

Die Vermessung der Ostsee auf der unmagnetischen Yacht „Cäcilie“ nach Deklination, Horizontal- und Vertikalintensität ergab in dem genannten Gebiet, wie zu erwarten war, starke Störungen. Die horizontalen Störungsvektoren deuten auf magnetisch sehr aktive Formationen im Meeresgrunde bei den Südquarken und Schweden hin und sind nach der Annahme von ASKLUND mit Diabasen in Verbindung zu bringen. Die Vertikalintensität ist hier größer als an den meisten Küsten- und Seestationen. Kleinere Werte hat sie im O und ganz örtlich an der schwedischen Küste. **F. Errulat.**

Slaucitais, L.: Magnetic Work on the Latvian Coast and the Baltic Sea, 1927—1928. (Terrestrial Magnetism. **34**. 258—259. 1 Karte.)

F. Errulat: Erdmagnetische Messungen im Gebiete der Freien Stadt Danzig. (Mitteil. der Geophysikal. Warte Gr. Raum der Univ. Königsberg i. Pr. Nr. 8. 1929. Mit 10 Abb.)

Die Arbeit gibt einen Bericht über eine Übersichtsaufnahme des Freistaates in den Jahren 1925 und 1926, bei der an 41 Stationen Deklination, Horizontal- und Vertikalintensität, und an 27 Stationen nur die Vertikalintensität in Relativwerten gemessen wurde. Das Ergebnis der Messungen ist in Tabellen, Karten und Profilen dargestellt. Danach liegt nahe bei Danzig eine starke positive Anomalie von Z, welche von NW nach SO, also in Richtung des Randes der Baltischen Tafel nach TORNQUIST verläuft. Der Steilabbruch der diluvialen Hochfläche gegen das Weichseldelta zeigt keinen Einfluß auf den Verlauf der Anomalie. Zur Diskussion der Ursache der Störung reicht das Material noch nicht aus; die Ursache der Störung dürfte schätzungsweise in ca. 1,5 km Tiefe anzunehmen sein.

F. Errulat.

W. M. Barret: Magnetometer practice in the field. (Oil and Gas J. **28**. Nr. 21. 148—150, 245. Tulsa 1929.)

Fehlerquellen bei magnetometrischen Messungen, Wahl der Feld- und Basis-Stationen, störender Einfluß von elektrischen Leitungen etc.

Krejci.

I. N. Hummel: Der scheinbare spezifische Widerstand bei vier planparallelen Platten. (Zs. Geophysik. **5**. 1929. 228—238.)

Im Anschluß an eine frühere Arbeit des Verf.'s (s. Zs. Geophys. **5**. 89-104) werden die dort aufgestellten Überlegungen auf den Fall angewandt, daß es sich um zwei Überdeckungsschichten handelt. Für mehrere Sonderfälle ist die Verwendung graphischer Darstellungen erläutert, die den Verlauf des spezifischen Widerstandes geben. Für die Verwendung der Potentiallinien- und Rahmenmethoden ist die Form der Inhomogenität ausschlaggebend, für die Bestimmung des spezifischen Widerstandes deren Masse.

F. Errulat.

H. Haalck: Die Verwendung der Elektrizität zur Erforschung des Untergrundes. (GERLAND's Beiträge z. Geoph. **23**. 1929. 99—143. 18 Fig.)

Allgemeine und sehr klare Übersicht über die elektrischen Schürfvverfahren unter Beschränkung auf die bei ihnen auftretenden physikalischen Grundfragen.

F. Errulat.

M. Müller: Geophysikalische Feldmessungen mit niederfrequenten Wechselströmen. (Zs. Geophys. **5**. 1929. 256—259.) Vortragsreferat.

W. Heine und **H. Obpacher**: Verschiedene Anwendungsgebiete elektrischer Untergrundforschung. (Montanistische Rdsch. 1929. Nr. 9. 201.)

Die Nützlichkeit elektrischer Schürfmethode wird erörtert und z. T. an Beispielen erläutert.

Fr. Buschendorf.

P. Hülsenbeck und W. Geyger: Die geoelektrischen Untersuchungsmethoden mit Wechselstrom nach der Sondenmethode. (Montanistische Rdsch. 1929. Nr. 15. 289.)

Nach einem Rückblick über die Entwicklung des geoelektrischen Untersuchungsverfahrens mit Wechselstrom unter Anwendung von Sonden nach der Kompensationsmethode aus den SCHLUMBERGER'schen Verfahren unter Benutzung von Gleichstrom werden Grundprinzipien und praktische Ausführung der Messungen dieser verbesserten elektrischen Schürfmethode allgemeinverständlich dargestellt.

Fr. Buschendorf.

Sundberg, K., Lundberg, H. and F. Ecklund: Electrical prospecting in Sveden. (Sver. Geol. Unders. Ser. C. Arch. och upps. No. 327. Arsbock. Stockholm 1925.)

H. Hunkel: Zur Streitfrage der direkten Auffindung von Erdöllagerstätten mit Hilfe elektrischer Verfahren. (Petroleum. 25. Nr. 10. 1929. 293—308.)

Verf. widerspricht der Ansicht von AMBRONN, daß ein Grenzwert des Widerstandes für unendlich kleine Wellenlängen die Verwendung elektrischer Wellen zur direkten Auffindung von Erdöllagern unmöglich mache, kann andererseits auch nicht J. KOENIGSBERGER beipflichten, der das Induktionsverfahren auf Grund der starken Differenzen der Leitfähigkeit zwischen Erdöl und dem umgebenden Gestein befürwortet. Unter Anwendung des GAUSS'schen Prinzips des kleinsten Zwanges bespricht Verf. die wesentlich verschiedene Wirkung von gut oder schlecht leitenden Einlagerungen. Gut leitende Einlagerungen geben danach eine Verschiebung des gesamten Stromlinienfeldes, bei schlecht leitenden Einlagerungen geschieht die Verlagerung (Zusammenschub) nur in der engsten Umgebung des Störungskörpers. An Beispielen wird diese Auffassung erläutert und dabei das Resultat gewonnen, daß unter gewöhnlichen Bedingungen der direkte Nachweis von Erdöl mittels elektrischer Verfahren jeder Art so gut wie ausgeschlossen erscheint. Einige bereits veröffentlichte Beispiele solcher Aufschlußmessungen werden kritisch besprochen und als Beweis für die Anwendbarkeit des Verfahrens gleichfalls abgelehnt. Eine Erwiderung von N. GELLA und das Schlußwort des Verf.'s laufen auf eine polemische Herausarbeitung der unüberbrückbaren Gegensätze heraus.

F. Errulat.

J. O. Haas und C. R. Hoffmann: La situation géothermique du bassin pétrolifère de Péchelbronn. (Compt. Rend. 187. 1928. 49—50.)

Die anormale Temperaturzunahme im Ölgebiet von Pechelbronn hat den Gedanken aufgebracht, daß dieses Phänomen auf die Polymerisation, Oxydation, Radioaktivität des Öls zurückzuführen sei. Über 300 ausgeführte Messungen in den letzten Jahren wurden hinsichtlich ihrer Temperatur (geothermischen Tiefenstufe) mit der Stratigraphie, Tektonik und den Ölanhäufungen verglichen. Die erhaltenen Isothermen wurden auf einer Karte

eingetragen und auf Transversalprofilen, auf denen alle bekannten Ölanhäufungen angezeigt waren. Es wurden folgende Beobachtungen gemacht:

Vom Westrand des Rheingrabens gegen seine Mitte, also der Neigung der Schichten folgend, steigen die Isothermen ziemlich regelmäßig an. Die produktiven Ölgebiete scheinen keinen Einfluß auf die Isothermen zu haben. Gegen die Mitte des Rheingrabens vermindert sich die Produktivität, während die Temperatur zunimmt. Es scheint noch nicht möglich, eine befriedigende Erklärung des Phänomens zu geben. Man kann zwar bemerken, daß die Zunahme der Temperatur nach der Mitte des Rheingrabens zusammenfällt mit der Verminderung der Konglomeratablagerungen und Sande, welche durch mergelige Bildungen ersetzt werden, die öfter bituminös sind. Die Verf. vermuten, daß diese Mergel weniger die Wärme leiten. Jedenfalls lassen sich die Temperaturerhöhungen nicht durch die Gegenwart von Ölsammungen erklären.¹

M. Henglein.

J. O. Haas und C. R. Hoffmann: Sur l'existence de mouvements tertiaires en direction varisque dans la plaine d'Alsace septentrionale. (Compt. Rend. 187. 1928. 175—176.)

Zwischen Lauter und Bruche in der Ebene des nördlichen Elsaß haben eine Anzahl neuer Aufschlüsse orogenetische Bewegungen im Rheintal erkennen lassen. Die Verf. stellen fest, daß im Rheintal nicht nur ein Einbruch in rheinischer Richtung (N 15° O), sondern auch gleichzeitig ein solcher in variskischer Richtung (N 50° O) stattfand. Der Einfluß dieser zwei tektonischen Richtungen macht sich auch bemerkbar während der postoligocänen orogenetischen Bewegungen.

M. Henglein.

J. Jung und P. Geoffroy: Sur l'efficacité de la méthode de prospection magnétique pour la recherche des failles dans l'Oligocène d'Alsace. (Compt. Rend. 186. 1928. 1223—1225.)

Die magnetische Methode ist besonders geeignet zur Bestimmung der Weite von Verwerfungen. Sie wurden vorgenommen zwischen Cernay, Guewenheim und Lauw (Haut-Rhin) und ein Netz aufgezeichnet. Am Fuße der Vogesen ist das Sameoisien 650 m mächtig. Sein oberer Teil wird von 250 m Mergel wechselnd mit Konglomeraten aller Eruptiva gebildet. Das Stampien fängt mit Foraminiferenmergeln und Amphisylschiefern an (50 m) und setzt sich in den Melettaschichten fort, glimmerhaltige, sandige Mergel. Diese Gebiete sind bezüglich ihrer Gesteine verschieden genug, um meßbare Störungen der Horizontalkomponenten des magnetischen Feldes hervorzurufen. Der gebrauchte Apparat ist eine Theodolith-Busssole von BRUMMER-CHASSELON. Seine Gebrauchsweise wird beschrieben. Die Maximalamplitude erreicht 600 γ nördlich Guewenheim. Im Dollertal unter 10 m Alluvium beträgt sie noch Maximum 70 γ . Der Kontakt von Oligocän und Kalken des Bathonien zeigt sich bei Lauw durch ein Minimum von —300 γ . (γ = Grad; Genauigkeit des Apparats 20 γ obere Grenze.) Die Verf. weisen auf die Bedeutung zur Erforschung der Öllager im Elsaß hin.

M. Henglein.

¹ Vgl. hierzu auch das Referat über die Arbeit von K. C. HEALD auf S. 323/6 dieses Heftes.

E. Rothé und A. Héé: Sur les propriétés magnétiques des zones stratigraphique de la vallée du Rhin. (Compt. Rend. 187. 1928. 52—54.)

Die Erklärungen für magnetische Untersuchungen gelten nur, wenn man die Suszeptibilität der darunter gelegenen Substanzen kennt. Im Tal des Oberrheins wurden mit Hilfe der Waage von CURIE und CHÉNEVEAU Untersuchungen vorgenommen:

	Tiefe m	Dichte	$\times 10^{-6}$
Chattien:			
Bunte Mergel	110	2,26	23,0
Kalkiger Sandstein	114	2,73	12,4
" " hart	119	2,34	30,2
" " sandig	119	1,98	193,0
Bunte Mergel	220	2,32	26,0
" " 	240	2,32	19,1
Kalkglimmersandstein	250	2,65	8,2
Stampien:			
Melettaschichten, wenig bituminös	148	2,55	15,2
Kalkglimmersandstein	136	2,43	32,1
Amphisylenmergel	185	2,22	9,6
Bänke mit Foraminiferen, pyritische Kalkmergel	189	2,29	17,4
Braune Kalkmergel, unten pyritisch.	195,8	2,34	22,1 (19,8)

Sannoisien:

In 29 Zonen der Mergel von 105 bis 1380 m Tiefe wurden Messungen vorgenommen und die Dichten mit Werten zwischen 1,93 und 2,77 bestimmt, $\times 10^{-6}$ lag zwischen — 1,4 und 22,4.

M. Henglein.

R. Schwlner: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. (GERL. Beitr. 23. 1929. 35—92. Mit 1 Taf. u. 13 Fig.)

Aus geologischen Gründen muß auf einen Zusammenhang zwischen dem Grundgebirge der Böhmischer Masse und der zentralen Ostalpen geschlossen werden. Unter der Annahme, daß die Dichte des Sial 2,7, die des Sima 3,0—3,1 ist, müßte die Gebirgswurzel 7—9mal so tief in das Sima tauchen, als sich das Gebirge über das mittlere Niveau erhebt. Bei Abtragung eines Gebirges wird zwar infolge des Auftriebes die Wurzel flacher werden, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt ist; kleinere Züge im Relief der Unterseite werden aber erhalten bleiben. Immerhin müßte sich also die alte Wurzel im Schwerebilde erkennen lassen. Zu einer Untersuchung hierüber erweisen sich die BOUGUER'schen Anomalien als besonders geeignet, die eine Art negatives Bild der Gebirgsoberfläche geben müssen. Verf. entwirft für das Gebiet Ostalpen—Böhmischer Masse erneut eine Karte der BOUGUER'schen Anomalien, die von der früher von E. KAUTSKY gezeichneten jedoch an vielen Stellen wesentlich abweicht. Die von KAUTSKY durchgeführte rein mechanische Interpolation der Werte zwischen den Schwerestationen wird abgelehnt und durch „mäßiges Zurechtrücken der Isogammen“ in einem Spielraume von etwa $0,005 \text{ cm/sec}^2$

ein wesentlich einheitlicheres Bild erzielt, welches geologisch deutbar erscheint. Die Stationen werden nach geologischen Gesichtspunkten zu 12 Gruppen zusammengefaßt, deren mittlere Störung gebildet, und aus diesem Betrage wird die Tiefenlage der Sial-Sima-Grenzschicht, sowie die relative Höhe einer Erdoberfläche berechnet, welche mit der angenommenen Sial-Sima-Grenzfläche in isostatischem Gleichgewicht stehen würde. Aus dem Vergleiche der so berechneten Höhen mit den tatsächlich gemessenen ergibt sich ein Urteil über den Gleichgewichtszustand der einzelnen Schollen. So sind z. B. die Böhmisches Masse im N und die Kalkalpenzone im S gegeneinander anscheidend gut ausgewogen. Zwischen den Gebirgstteilen beiderseits der Ispen-Ennslinie läßt sich kein Gleichgewicht konstruieren, ebensowenig zwischen den mit Tertiär erfüllten Senken im N und S von Wien einerseits und den umliegenden Gebirgen, Kalkalpen wie altkristallinen Massen, andererseits. Das Schwerebild läßt auch die Grenzen zwischen Böhmischer Masse und Tertiärbecken weiter östlich liegend vermuten.

Verf. stellt weiter eine Auswahl von Stationen zu möglichst geradlinigen Profilen zusammen, die ungefähr normal zum Streichen liegen. Für senkrechte wie für schiefe Stufen werden, für die vorkommenden Werte der Dichtedifferenzen und für Abstände bis zu 300 km, Attraktion und Gradienten berechnet und tabellarisch wie graphisch dargestellt. Diese bieten die Möglichkeit, die zusammengestellten Profile zu diskutieren. Es ergibt sich, daß die Randpartien der aufeinanderstoßenden Schollen konträre Extremwerte zeigen, so daß die Höhe der Dichtestufen an der Unterseite der Schollen größer sein müßte, als vermutet wurde. Die Prüfung der Gradienten zeitigt das Ergebnis, daß man selbst bei hohen Dichtedifferenzen nicht zu jener Tiefe der Störungsmassen kommt, wie sie bei einer Ausgleichszone in 50—60 km Tiefe zu erwarten wäre. Dieser Umstand verbietet die ausschließliche Anwendung der durch geologisch-petrographische wie durch seismische Gründe gut gestützten Hypothese von AIRY. Da das Relief der Sial-Sima-Grenzzone die beobachteten hohen Gradienten nicht erklären kann, müssen diese durch zusätzliche Störungsmassen in geringerer Tiefe gedeutet werden. Am Beispiel der Ispenlinie diskutiert Verf. den Einfluß der AIRY'schen Stufe wie des durch den Granit dargestellten Massendefektes und stellt die Wirkung der Einzel-faktoren so wie die Gesamtwirkung graphisch dar. Ebenso wird der Fall des Aufdringens eines basischen Intrusivkörpers an der Stufe dargestellt als Beispiel für die Schwereverhältnisse an der Thermenlinie zwischen Reichenau und Leobersdorf. Die Kombination von AIRY'scher Stufe, Dichtesprung und einem saigeren Gang aus basischem Gestein, der bis unter das Mesozoicum reicht, ist geeignet, die Schwereverhältnisse am niederösterreichischen Kalkalpenrand wiederzugeben. Als dritten Fall behandelt Verf. den Fall einer schräg einfallenden leichteren Platte, womit das Schwereprofil bei Mürszuschalg-Semmering, z. T. wenigstens, gedeutet wird.

Verf. glaubt, daß die bisher bekannten Schwerewerte noch die Konstruktion weiterer Modelle befriedigend ermöglichen werden, wobei allerdings mit den Dichtedifferenzen an die höchst zulässigen Grenzen gegangen werden müßte. Zudem wird man z. T. senkrecht einfallende Grenzflächen annehmen

müssen, doch dazu wären weitgehende Änderungen unserer Ansichten von Gebirgsbau notwendig. Seine Anschauungen sieht Verf. durch die Ergebnisse der makroseismischen Beobachtungen bestätigt. Die von alpinen Beben ausgehenden Erschütterungen breiten sich ohne sichtbare Korrelation zum Alpenbau aus. Sie werden durch ein tieferes Stockwerk fortgepflanzt, an der Grenzfläche des Sial und an den mit Simaapophysen gefüllten Fugen geführt, und geben daher die beobachtete eigenartige Intensitätsverteilung. Damit fällt die Erklärung der Beben als Transversalbeben.

Diese Arbeit, welche Verf. mehr als ein Programm, weniger als Abschluß auffassen will, eröffnet neue Wege. Wengleich das bisher vorliegende geophysikalische Beobachtungsmaterial noch durchaus unzureichend und vielfach noch nicht eindeutig auswertbar ist, hat Verf., wengleich in recht großzügiger Weise, aber ohne Verallgemeinerungen sich immer an spezielle Befunde haltend, die geologischen und geophysikalischen Beobachtungen zu einem gelungenen, mit strenger Kritik an den verwendeten Arbeitshypothesen aufgebauten Bilde zusammengefaßt.

F. Errulat.

V. A. Gorsky: Geofiziško istraživanje naših boksita. (Geophysikalische Untersuchung des jugoslavischen Bauxites.) (Rudarski i topionički Vesnik. [Berg- und Hüttenmännische Nachrichten.] Belgrad 1929. 350—358.)

Aus der kurzen deutschen Zusammenfassung dieser vom Verf. zur Besprechung zugesandten Arbeit geht hervor, daß Verf. die Benützung geophysikalischer Methoden zur Aufschürfung dalmatinischen Bauxites für möglich hält. Über dahingehende Untersuchungen soll noch berichtet werden. Reichliche, meist deutsche Literatur ist angeführt.

Erich Kaiser.

B. Numerov: Gravity Observations in the Solikamsk and Beresniaky Districts in the Northern Urals in 1926 and 1927. (Zs. Geoph. 5. 1929. 261—265. 2 Fig.)

Die Messungen hatten den Zweck, die Abhängigkeit der Größe der Schwereanomalie von der Tiefenlage des Salzes aufzuklären, welche sich als einfache lineare Beziehung ergibt. Diese Beziehung hat aber nur lokale Bedeutung, da in ihren Konstanten lokale, auch die tieferen Schichten betreffende Verhältnisse zum Ausdruck kommen.

F. Errulat.

B. Numerov: Results of the Gravity Observations of 1928 near Lake Baskunchak. (Zs. Geoph. 5. 1929. 265—268. 1 Abb.)

Gravimetrische Vermessung einer negativen Anomalie ca. 250 km nördl. Astrachan mittels der Drehwaage. Die Störungsursache muß in der obersten Kruste liegen.

F. Errulat.

B. Numerov: Results of the General Gravity Survey in the Embe District. (Zs. Geoph. 5. 1929. 268—270. 1 Abb.)

Bericht über die gravimetrische Vermessung des Petroleumdistrikts von Dossor und Iskine, nahe der Nordostküste der Kaspisee. Als Instrumente dienten eine Drehwaage nach SCHWEYDAR und ein Pendel.

F. Errulat.

Jung, K.: Zur Bestimmung von Lage und Ausdehnung einfacher Massenformen unter Verwendung von Gradient und Krümmungsgröße. (Zs. Geoph. 5. 1929. 238—252.)

Iswestija Instituta Prikladnoi Geofisiki. (Bull. of the Inst. of Practical Geophysics. No. 4. Leningrad 1928. 333 p. Mit Taf. und Textabb. [17 Aufsätze russ., meist mit kurzem engl. Überblick.]

J. BahurIn: The Magnetic Field of Bodies of Regular Form from the Magnetometrical Point of View.

Die in den früheren Bänden der Zeitschrift [Bespr. s. 1929. II. S. 83 f.] gekennzeichneten Arbeiten werden fortgeführt und die Einwirkungen der Magnetisierung auf ein abgeflachtes Rotationsellipsoid untersucht. Bei verschiedener Richtung von magnetischer Kraft und Ellipsoidachsen ergeben sich wechselnde Intensitäten des Magnetismus. Dabei wird das Maximum erreicht, wenn beide Richtungen einen Winkel von 20—30° bilden.

A. Petrowsky: Isolines of a Natural Electric Field formed by a Spheric Ore-Bed.

Es ergeben sich, je nach der Stellung der Polarisationsachse, verschiedene Bilder der Isolinen des natürlichen elektrischen Feldes eines sphärischen Erzkörpers. Bei vertikaler Stellung (Neigung der Polarisationsachse zur Vertikalen, $\alpha = 0^\circ$) entsteht ein regelmäßiges Feld konzentrischer Kreise, während bei $\alpha = 45^\circ$ ein ungleiches Doppelfeld entsteht mit ovalen Formen, bis bei $\alpha = 90^\circ$, also horizontaler Lage der Polarisationsachse, durchaus symmetrische Ausbildung beiderseits der Ordinatenachse herrscht.

A. Petrowsky: Magnetic Forces in an Artificial Electric Field.

Ableitung von Formeln für die Berechnung der magnetischen Kräfte in einem künstlichen elektrischen Feld durch direkten Strom, wobei als Ausgangsgesetz das von Laplace über die Wirkung des Bewegungselementes auf den magnetischen Pol genommen wird.

Die so gewonnenen Ergebnisse werden an verschiedenen künstlichen elektrischen Feldern geprüft, es ergeben sich daraus Möglichkeiten, die magnetische Kraft an der Oberfläche zu berechnen. An Beispielen wird die Ausführung solcher Rechnungen im einzelnen dargelegt.

A. Petrowsky, R. SkariatIn and L. Kleiman: Electrometric Investigation of the upper Arshinsk Ore Bed accomplished 1927.

Es war die Aufgabe gestellt, die Definition der Änderungen des Verlaufes der Isolinen infolge der verschiedenen Leitfähigkeit der oberen Bodenschichten zu geben, sowie den Einfluß des Reliefs zu ermitteln.

Die instrumentelle Ausrüstung wird eingehend beschrieben, die Art der Messungen dargelegt. Die Ergebnisse zeigen zwar im allgemeinen Ähnlichkeit mit dem theoretisch zu erwartenden Feld, lassen aber einige Abweichungen erkennen. Es treten wellige Lagen hervor, allgemeine Neigung nach einer Seite, Krümmungen der Isolinen. Sie werden hervorgebracht durch die verschiedene Leitfähigkeit der Deckschichten, der Bodenzone und ebenso durch

die wechselnde Verteilung von Wasser in und auf dem Boden. Es ergibt sich daraus auch, daß die meteorologischen und hydrologischen Faktoren eine nicht zu unterschätzende Bedeutung für die Auswertung der Ergebnisse solcher Messungen haben.

A. Lomakin: Graduation of Apparatuses for Measurement of Radioactivity.

L. Bogojavlensky: Definition of Radium in Russian Orthites of different Origin.

Es wurden einige, aus verschiedenen Gebieten stammende Orthite analysiert. Sie enthalten gewisse Mengen von seltenen Erden und Thorit als isomorphe Bestandteile, im einzelnen wechselt die chemische Zusammensetzung in jeder Lagerstätte. Bei diesen Orthiten, aus Pegmatiten herstammend, konnte mit Hilfe der Emanationsmethode Radium festgestellt werden.

L. Bogojavlensky and A. Lomakin: Anomalies of the Penetrating Earth Radiations in the Oookhta Oil Bearing Region.

In der Salzsole dieses Öllagers wurde Radium nachgewiesen, ferner Mesothorium, Ursprung beider konnte nicht ermittelt werden. Auch Eisenverbindungen sind darin enthalten, die sich an der Oberfläche als Eisenocker ausscheiden. Die Stärke der Radioaktivität wurde mit Hilfe eines Elektrometers gemessen, wobei sich starke Verschiedenheiten der Intensität an einzelnen Punkten der Oberfläche ergaben.

J. Bahurin: Proceedings of the Magnetic Section of the Institute of Practical Geophysics in 1927.

Bericht über die Arbeiten und dabei angewandten Methoden.

J. Kell: Electrometry Applied to the Experiments of Technical Soil-Melioration.

Die Arbeit beschreibt ein Beispiel der Anwendung elektrometrischer Experimente auf Torflager, die für landwirtschaftliche Zwecke drainiert wurden. Dabei wurde zugleich der Einfluß der Drainageläufe auf die Veränderung der Struktur und Eigenschaft des Torfes untersucht. Durch die Entwässerung ergab sich eine parallel damit gehende Mineralisation der Torfmasse. Die Änderungen im Wassergehalt geben sich nun auch durch die elektrischen Messungen zu erkennen, wie aus dem Vergleich der Profile deutlich hervorgeht. Danach besteht die Möglichkeit, auf diese Weise Grundlagen für Ausbeutung von Torfmooren zu schaffen.

A. Petrowsky: An Artificial Electric Field with 21 Pair of Electrodes.

A. Selesnew: Überblick über deutsche Patente zur elektrischen Bodenforschung.

Beschreibung und Darstellung (mit Abbildungen) von 17 deutschen einschlägigen Patenten.

R. Skarlatin: Calculation and Comparison of the Homogeneity of Fields of CHLUMBERGER, LUNDBERG and PETROWSKY.

P. Nikiforow, S. Ghirlin and D. Uspenski: Contribution to the Question of Zero-Point Displacement of the Torsion Balance in a Gravity Variometer.

Eingehende Untersuchungen über die Verlagerung des Nullpunktes durch wechselnde Temperatur und durch die Wirkung von Konvektionsströmen auf den Waagebalken. Die Untersuchungen über Temperatureinflüsse werden beschrieben, aus den Experimenten und ihrer Auswertung ergibt sich die Notwendigkeit dauernder Berücksichtigung dieser Einflüsse bei der Feldarbeit.

S. Ghirlin and A. Popov: An Essay of Comparison of the Results of Magnetometrical and Gravimetrical Surveys of Ferriferous Quarzites in the District of Krivoy Rog.

Es wurden gleichzeitige Messungen in einem Gebiete nach gravimetrischer und magnetometrischer Methode ausgeführt, um dadurch die eine mit der anderen bezüglich ihrer Zuverlässigkeit vergleichen zu können und das Gesamtproblem genauer zu erfassen.

Dabei ergab sich im ganzen Übereinstimmung, beide Male wurden die drei Hauptlagen des eisenführenden Quarzites ermittelt. Jedoch liegt das gravimetrische Maximum über dem mineralisierten Lager, das magnetische dagegen über der Mittellage, die magnetitreich, aber eisenärmer ist.

Damit wird die frühere Beobachtung bestätigt, daß in den mittleren und südlichen Teilen von Krivoy Rog keine unmittelbare Beziehung zwischen Erz und magnetischen Anomalien besteht.

Wenn somit hier die Gravimetrie Vorteile bietet, so gilt dies deswegen noch nicht allgemein. Bei ersten Erkundigungen dagegen verdient, wegen Billigkeit und Schnelligkeit, die Magnetometrie den Vorzug. Es empfiehlt sich deshalb, wenigstens in Fällen wie dem vorliegenden, zuerst magnetometrisch zu arbeiten. Allgemeingültige Regeln, welche Methode zuerst anzuwenden ist, lassen sich noch nicht geben.

L. Bogojavlensky: Radioactivity of Ash of Some Oil Rocks.

Drei Proben wurden untersucht, wobei die Salzsole von Ookhta Radium enthält, während die von Maikop nicht radioaktiv ist. Dagegen ist die Asche aller Proben, auch der von Maikop, stark radioaktiv.

P. Nikiforow, S. Ghirlin and D. Uspensky: Gravimetrical Prospecting of Ferriferous Quarzites in the District of Krivoy Rog.

Einige 1927 neu gewonnene Ergebnisse werden mitgeteilt. Es ergibt sich weitgehende Übereinstimmung mit den durch Bohrungen ermittelten Lagerungsverhältnissen. Jedoch wird eine systematische Kontrolle der gravimetrischen Feststellungen durch weitere Bohrungen und Schurfgräben für unbedingt nötig erklärt, um jene Ergebnisse von glaubwürdiger Hypothese in tatsächlichen Befund überzuführen.

Leuchs.

L. Spraragen: Magnetometer study of Mississippi. (Oil and Gas J. 27. No. 52. Tulsa 1929. 34, 148.)

Kärtchen der magnetischen Vertikalintensität unkorrigiert und regional korrigiert. **Krejci.**

L. Spraragen: Magnetometer results in Mississippi. (Oil and Gas J. 28. No. 6. Tulsa 1929. 101, 178.)

Magnetometrische Profile aus Mississippi. Vergleich mit geologischen Daten. **Krejci.**

L. Spraragen: Mississippi magnetometer reading. (Oil and Gas J. 28. No. 3. Tulsa 1929. 48.)

Vergleich magnetometrischer und geologischer Profile, die eine teilweise Übereinstimmung zeigen. Im ersten Beispiel stimmen je ein magnetometrisches Hoch und Tief mit je einer geologischen Antikline und Syncline überein, während ein weiteres magnetometrisches Hoch sich auf einer geologisch normalen Flanke befindet. Im zweiten Beispiel stimmt eine Mulde mit einem magnetischen Tief überein, während wiederum über einer normalen Flanke ein magnetisches Hoch sich findet. **Krejci.**

C. A. Heiland, Ch. Henderson and J. A. Malkosky: Geophysical Investigations at Caribou, Colo. (Unit. States Dep. of Commerce, Bureau of Mines, Technical Paper 439. Washington 1929. 1—45. 13 Abb.)

Es werden die verschiedenen geophysikalischen Wirkungen einer geologisch bekannten Lagerstätte untersucht. Es handelt sich um eine langgestreckte Magnetitlagerstätte in Monzonit und Monzonitporphyr. Eine genaue Höhenaufnahme ergab die topographischen Umrisse der der Erosion besser widerstehenden Magnetitlager. Elektrische, magnetische, gravimetrische und geologische Untersuchungen zeigten gute Übereinstimmung.

Die magnetische Vermessung an 182 Punkten geschah mit einer SCHMIDT'schen Feldwage, deren Skalenwert auf das 10fache erhöht worden war. Die Extreme schwankten in D zwischen $+158^\circ$ und -161° , in J zwischen $+144^\circ$ und -31° , in H zwischen $+0,8$ und -11 , und in Z zwischen $+2,4$ und $-0,3$ *G*. Wegen der starken Polarität der Lager wird ihre Magnetisierung durch Erdinduktion abgelehnt. **F. Errulat.**

F. Müller: Geophysikalische Untergrundforschung und Bauwesen. (Montanistische Rdsch. 1928. Nr. 18. 553.)

Die praktische Anwendung geophysikalischer Untersuchungsmethoden ist bisher in der Hauptsache dem Bergbau bei der Aufsuchung und Untersuchung von Lagerstätten, namentlich auch bei Klärung tektonischer Probleme auf diesen, zugute gekommen. Sie dürfte aber auch bei allen bautechnischen Unternehmungen von großem Nutzen sein.

Die Lösung der bei Hoch- und Hangbauten sowie beim Talsperrenbau so wichtigen Frage nach der Tragfähigkeit des Bodens erfordert eine genaue

Kenntnis des Untergrundes nach seiner stofflichen Zusammensetzung (also seinen geologischen, petrographischen und physikalischen Eigenschaften), wie auch nach seinem tektonischen Aufbau.

Verkehrsanlagen (Bahnen usw.) und Industriebauten, von denen Erschütterungen ausgehen, wodurch eine erhöhte statisch und örtlich wie zeitlich stark wechselnde dynamische Beanspruchung des Untergrundes veranlaßt wird, verlangen Untersuchungen über das Verhalten des Bodens gegenüber Schwingungsenergie.

Besonders seismische oder akustische, geophysikalische Methoden (d. h. Elastizitätsmethoden), bei Ermittlung von Störungen nach Angabe des Verf.'s auch Radioaktivitätsuntersuchungen sind hier mit Vorteil verwertbar, z. T. wohl auch die einzigen Wege zur Klärung der jeweils vorliegenden Verhältnisse.

Fr. Buschendorf.

Erdbeben.

Gutenberg, B.: Theorie der Erdbebenwellen; Beobachtungen; Bodenunruhe. (Handb. d. Geophysik. 4. 1929. 298 S. 146 Abb. Berlin, Gebr. Bornträger.)

Hoffmann, Frederick L.: Earthquake Hazards and Insurance. (Chicago-New York 1928. 169 p.)

Hodgson, E. A.: Bibliography of Seismology. No. 1. January—March 1929. (Publications of the Dominion Obs. Ottawa. 10. Ottawa 1929.)

Sezawa, Katsutada and Nishimura, Genrukuro: Elastic Equilibrium of a Spherical Body under Surface Transactions of a certain Zonal and Azimuthal Distribution. (Bull. Earthquake Research Institute Tokyo. 6. 1929. 47—62.)

Takahasi, Ryutaro: Tilting Motion of the Earth caused by Tidal Loading. (Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo. 6. 1929. 85—108.)

Takahasi, Ryutaro: A Graphical Determination of the Position of the Hypocentre of an Earthquake and the Velocity of the Propagation of Seismic Waves. (Bull. Earthquake Research Inst. Tokyo. Imp. Univ. 6. 1929. 231—244.)

Katsutada Sezawa: Further Studies on Rayleigh-waves having some Azimuthal Distribution. (Bull. of the Earthquake Research Institute. Tokyo Imp. Univ. 6. March 1929. 1—18.)

Mishio Ishimoto: Sur le mécanisme de la production des ondes sismiques. (Bull. Earthquake Research Inst. Tokyo. Imp. Univers. 6. 1929. 127—147. Japanisch, franz. Resumé.)

Verf. erblickt in dem scharfen Bewegungsimpuls bei Intrusionsvorgängen die Ursache seismischer Wellen, zu dem bei schweren Beben die Spannungsauslösung bei Bruchbildung tritt. Die zahlreichen Nachstöße von Bebenkatastrophen werden durch Magmeninjektion in die bei dem ersten Beben gebildeten Spalten gedeutet.

F. Errulat.

P. Byerly: Nature of the first motion of two earthquakes. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 169. Abstract.)

Mitteilung über die Tatsache, daß bei zwei Beben die östlich vom Herd gelegenen Stationen als erste Bewegung eine Dilatationswelle, die westlich gelegenen eine Kompressionswelle verzeichnet haben. **Curt Teichert.**

Wittig, H.: Seismometrische Messung der Verkehrserschütterungen an Gebäuden. (CBl. Bauverwaltung. Nr. 21. 1926.)

Weikmann, L.: Der Umbau des Leipziger Seismographen und die in den Jahren 1925, 1926 und 1927 aufgezeichneten Erdbeben. (Sitz.-Ber. d. math.-physikal. Klasse der sächsischen Akad. d. Wiss. Leipzig. 80. Leipzig 1929. 14 Fig.)

B. Gutenberg: Das Rheinlandbeben vom 13. Dezember 1928. (GERLAND's Beiträge zur Geophysik. 23. 1929. 22—34.)

Verf. berechnet die Herdkoordinaten des Bebens, dessen makroseismische Bearbeitung durch TH. KAPPES einen Herd nordwestlich von Düren ergab, übereinstimmend mit diesem zu $50^{\circ} 57' N$ und $6^{\circ} 29' E$. Die Geschwindigkeit der normalen P-Wellen wird mit 8,2 km/sec etwas größer als bei anderen mitteleuropäischen Beben gefunden; die der individuellen (\bar{P}) ist 5,6 km/sec. Während bei früheren Beobachtungen die \bar{P} besonders kräftig waren, ($\bar{P}: P_n \sim 10!$) ist hier bei einigen Stationen P_n kräftiger, während die \bar{P} zuweilen gar nicht bemerkbar sind. Die von V. CONRAD beim Schwadorfer Beben zuerst entdeckte P*-Phase läuft hier mit 6,7 km/sec. Die sonst noch vorhandenen Einsätze genügen nicht zur Aufstellung von genaueren Laufzeitkurven. Die Nahstationen zeigen deutlich zwei getrennte Einsätze von Maximalwellen, von denen Verf. die ersten als Oberflächen-Scherungswellen, die zweiten als individuelle S-Phase anspricht, da nur die zweiten eine vertikale Komponente zeigen. Die Geschwindigkeit der langen Wellen ist überraschend hoch (3,45 km/sec). Aus dem um 2—3 sec. verfrühten Eintreffen der P_n gegenüber den \bar{P} schließt Verf., daß die zu den P_n gehörende Schicht flacher liegt, als im südlichen Deutschland. Die Berechnung der Herdtiefe ergibt etwa 30 km, also wieder einen Wert, wie er für fast alle europäischen Beben gefunden wurde.

F. Errulat.

Agamennone, G.: Il periodo sismico nell'Appennino Ligure-Parmense dall'ottobre 1927 all'agosto 1928. (Bolletino della Società Sismologica Italiana. 28. 1928—1929. 11—52.)

Gellert, J. F.: Die bulgarischen Erdbeben im Frühjahr 1928. („Natur und Museum“, SENCKENB. Naturf. Ges. Frankfurt. 1928. 557—568.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 241.

Seidlitz, W. v.: Der Einbruch der Ägäis und die Bruchbildungen im levantischen Gebiet. (Vorläufiger Bericht über seismotektonische Studien in der Umgebung des östlichen Mittelmeeres und tektonische Bemerkungen zu dem Vortrag von A. SIEBERG, „Das Korinther Erdbeben vom 22. April 1928“.) (Jen. Zs. Naturw. 64. N. F. 57. 21—32.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 241—242.

Shalem, N.: Il recente terremoto in Palestina (luglio 1927). (Boll. Soc. Sismologica It. 27. Fasc. 5—6. Perugia 1927. 3—17.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 244—245.

Blanckenhorn, M.: Neue Erdbeben in Jerusalem. (Zs. d. D. Palästina-Vereins. 51. Leipzig 1928. 123—125.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 250.

Sakuhei Fujiwhara and Takeo Takayama: On the Mechanism of the Great Sagami Bay Earthquake on September 1, 1923. (Bull. Earthquake Research Inst. Tokyo. Imp. Univers. 6. 1929. 149—176. 4 Taf.)

Die Verf. geben eine kurze Übersicht über 11 bisher aufgestellte Theorien zur Erklärung der geodynamischen Vorgänge beim Sagami-Beben, unter denen die von K. SUDA angegebene der von den Verf. aufgestellten am nächsten steht. Die Verf. gehen davon aus, daß die japanische Küste eine Grenzzone darstellt, in der südwestlich gerichtete Bewegungen auf der ozeanischen, östlichen Seite mit nordöstlich gerichteten auf der westlichen, insularen Seite zusammentreffen. Als Resultat beider Bewegungstendenzen müssen im Grenzgebiet bei den einzelnen Schollen Drehbewegungen auftreten. Die mobilen Magmen als Träger dieser Bewegungen sollen dabei durch Vulkane, in diesem Falle vor allem durch den der Insel Oshima, gestaut werden, wobei infolge des südlichen Zuges auf der pazifischen Seite das ganze Sagami-Becken eine Drehbewegung im Sinne des Uhrzeigers durchgemacht haben soll. An Experimenten werden die mechanischen Begleiterscheinungen eines solchen Vorganges geprüft. Es ergeben sich tatsächlich bei geeigneter Anordnung Bewegungen in der Horizontalen wie in der Vertikalen, wie sie in großen Zügen auch durch das Beben zeitig wurden. Die Verf. betonen jedoch, daß schon bei kleinen Änderungen in den Anfangsbedingungen Hebungs- und Senkungsgebiete gegeneinander vertauscht erscheinen. Auch die Nachbildung der Bruchzonen gelang teilweise. Die Hauptargumente für die Theorie werden in der Anordnung der Hebungs- und Senkungsgebiete vom Festlande und Meeresboden und in der Richtung der Horizontalverschiebungen im Schüttergebiete erblickt. Da von anderer Seite die Realität der angenommenen starken vertikalen Bodenbewegungen im Sagami-Becken bezweifelt worden ist, betonen die Verf., daß nicht nur früher höher gelegene Teile abgesunken sind, sondern auch an einer Reihe von Punkten weitere Hebung erfahren haben, wie auch schon bekannte Tiefen weiter abgesunken sind. Die horizontalen Bewegungen lassen sich durch zwei Rotationskörper darstellen, von denen der südliche in der Sagamibucht liegt und Rechtsdrehung, der nördliche, etwa über der Tokyobucht gelegen, Linksdrehung zeigt.

Die Argumente, die zur Stütze der vorliegenden Theorie herangezogen werden, erscheinen jedoch zum großen Teile nicht so eindeutig, wie sie von den Verf. ausgelegt werden, und dürften wohl mit nicht geringerer Berechtigung auch von anderen Theorien herangezogen werden. Eine besonders schwache Stelle bildet, wie es die Verf. auch klar aussprechen, die Rolle der Vulkane als Fixpunkte bei der allgemeinen Drehung der Schollen auf der nach SW gleitenden magmatischen Unterlage, um so mehr noch, als die Annahme

solcher Drehpunkte die wichtigste Voraussetzung der Theorie ist. Die geistvolle Arbeit zeigt, daß selbst bei einem so vielseitig und eingehend untersuchten Beben, wie es die Sagamikatastrophe ist, es wohl möglich ist, das Bewegungsbild zu rekonstruieren, daß ein Eingehen auf die mittelbaren Ursachen der Bewegungen jedoch noch nicht über das Stadium erster, tastender Versuche hinauskommt.

F. Errulat.

A. Imamura: On the chronic and acute earth-tiltings in the Kii Peninsula. (Japan. Journ. of Astron. and Geophys. 7. No. 1. 1929. 31—45.)

Ein im Jahre 1928 auf der Kii-Halbinsel (bei Osaka) neu durchgeführtes Präzisionsnivellement gestattet einen Vergleich mit früheren Vermessungen in demselben Gebiet vor 21 bis 42 Jahren und somit die Aufdeckung allmählicher Schollenverschiebungen, deren genaue Kenntnis natürlich für die Beurteilung der Seismizität dieser Region sehr wichtig ist. Das Nivellement erstreckte sich vom südlichen Ende der Halbinsel über eine Entfernung von nahezu 260 km bis zu einem Punkte einige Kilometer nördlich von Osaka und konnte sich auf rund 130 Ufermarken stützen. Es betraf tertiäre, mesozoische, paläozoische und archaische Formationen, sowie im nördlichen Teil auch Diluvium und Alluvium. Tektonische Linien mit einer Streichungsrichtung W z S nach E z N trennen diese einzelnen Systeme des geologischen Aufbaues von einander.

Unter gewissen Voraussetzungen ergibt sich nun das Bild, daß sich die im S und N der Halbinsel befindlichen tertiären und quartären Schollen gesenkt haben, während der archaisch-paläozoische Block in der nördlichen Hälfte des mittleren Teils gehoben wurde und die in der südlichen Hälfte des mittleren Teils gelegenen mesozoischen Schichten, obwohl im einzelnen auch verschiedentlich geneigt, doch im ganzen keine Veränderungen ihrer Höhenlage erfahren haben. Nach den Anhaltspunkten, welche man über die mit dem Großbeben vom 24. Dezember 1854 in diesem Distrikt verbunden gewesenen akuten Bodenhebungen und -senkungen besitzt, hat es nun den Anschein, daß sich diese letzteren Schollenverschiebungen in entgegengesetztem Sinne zu jenen eben beschriebenen langsamen Bodenneigungen vollzogen.

Von besonderem Interesse ist weiter der Umstand, daß der allmählich gehobene mittlere Teil der Halbinsel sich seit 1920 deutlich als der Herd beständiger leichter lokaler Erschütterungen erweist. Während früher die jährliche Anzahl der gefühlten Stöße selten größer als 20 war, erreichte sie neuerdings 200—300. Diese Bebenschwärme deuten nach dem Verf. auf eine hier statthabende Anhäufung seismischer Energie hin, welche durch dieselben aber auch z. T. wenigstens wieder frei wird, so daß durch solche örtliche Erschütterungen der wieder unausweichlich nahende und wahrscheinlich katastrophenartige Hauptdislokationsvorgang sicher hinausgezögert wird. Es wird u. a. besonders wichtig sein, durch genaue Beobachtung des ganzen Gebietes zu ermitteln zu suchen, wann die nunmehr festgestellten chronischen Bodenneigungen eine entgegengesetzt gerichtete Tendenz annehmen.

Im Durchschnitt haben sich in dem hier in Rede stehenden südlichen Teil von Zentraljapan in den letzten 600 Jahren gut alle 120 Jahre schwere Beben ereignet. Die Zwischenzeit erwies sich als größer (bis zu 147 Jahren herauf), wenn das letzte Beben besonders heftig war, und kleiner (bis zu 102 Jahren herab), wenn es sich vergleichsweise um eine etwas geringere Energieentfaltung handelte. Das Großbeben von 1854 kann nicht zu den seismischen Ereignissen erster Ordnung in dieser Region gerechnet werden; es ist daher möglich, daß schon in wenig mehr als 100 Jahren nach diesem Zeitpunkt mit einem neuen seismischen Paroxysmus zu rechnen ist. Das Spekulative und Unsichere namentlich dieser letzten Erwägungen wird indessen vom Verf. selbst zugegeben.

Den Abschluß der anregenden Untersuchung bildet eine ausführliche Tabelle, in welcher im einzelnen die Höhenlagen der 133 Ufermarken in den Jahren 1886 bzw. 1896, 1899, 1907 und 1928 und die Höhenänderungen gegenüber der Vermessung von 1928 mitgeteilt sind. **E. Tams.**

Akitune Imamura: On the Seismic Activity of the Kwantô District. (Jap. Journal of Astronomy and Geophysics, Transactions and Abstracts. 5. No. 3. Tokyo 1928. 127—135.)

Mareogramme der japanischen Küstenstationen ergeben für die letzten 50—60 Jahre allmähliches Sinken des Landes bis 50 cm und anscheinend Oszillationen von 9 und 18 Jahren Periode. Unmittelbar vor dem großen Kwantôbeben von 1923 zeigt dann das Land bei Misaki starken Anstieg bis zu 6 cm, während bei den anderen Stationen das Absinken langsam fortschreitet; nach dem Beben geht die allgemeine Senkung weiter. Das hier beobachtete Zusammenfallen von seismischer Aktivität und Niveaubewegungen vergleicht Verf. mit den Bodenbewegungen bei dem Beben vom 30. Dezember 1703, bei dem die Lagune Itinomiya plötzlich um 3 m gehoben worden sein soll. Für weiter zurückliegende Zeiten wird an Horizonten, welche die Bohrmuschel *Lithophaga nasuta* führen, eine Zeitberechnung für plötzliche Hebungen angestellt. Verf. erhält als Daten die Jahre 33, 818, 1703, von denen die beiden letzten als Katastrophenjahre bekannt sind. Danach glaubt Verf. für den Kwantôdistrikt nach der letzten Katastrophe eine säkulare relativ ruhige Zeit als kommend annehmen zu dürfen. **F. Errulat.**

V. Conrad: Bemerkungen zum Neuseelandbeben vom 16. Juni 1929. (Zeitschr. f. Geophys. 5. 1929. 253—254.)

—: Einsätze in Fernbebendiagrammen. (GERL. Beitr. z. Geoph. 24. 1929. 353—362. Mit 8 Fig., darunter 7 Seismogrammkopien.)

Die aus den Frankfurter Laufzeitkurven ermittelten Zeitdifferenzen der verschiedenen Einsätze gegen die normale P-Phase werden mit den Zeitdifferenzen der in Wien registrierten Einsätze verglichen und dabei wechselnde Herdentfernungen von 160—170° zugrunde gelegt. Die Abweichungen zwischen errechneten und beobachteten Zeitdifferenzen ergeben ein deutliches Minimum bei $\Delta = 165^\circ$. Da objektiv beobachtete Einsätze von Wechselwellen, die durch den Erdkern gegangen sind, mit der Gesamtheit

der errechneten Einsätze gut in Einklang zu bringen sind, ist anzunehmen, daß die physikalischen Grundannahmen über die Konstitution des Erdinnern bei der Berechnung ihrer Laufzeitkurven im wesentlichen richtig sein müssen.

F. Errulat.

C. E. Adams: Earthquakes in New-Zealand. (Dominion Observatory, Wellington, Bull. Nr. 73. Wellington 1928.)

Die neuseeländischen Erdbebenzentren gruppieren sich in 5 Herdzone. Die erste Gruppe entsteht südöstlich der Nordinsel im Pazifischen Ozean, vermutlich an dem Steilabfall des neuseeländischen Schelfs gegen die Tiefsee, etwa 200 km von der Küste; eine zweite Gruppe entsteht östlich der Ostküste der Südinsel und deutet eine Linie parallel der Hauptachse des Landes an. Ein drittes Herdgebiet liegt im SO der Nordinsel, nahe Wellington und zeigt Beben bis zur Stärke von 10^0 R. F. Auf einer etwa geraden Linie von SSW nach NNO reihen sich die Herde einer vierten Gruppe, die auf der Achse beider Inseln entstehen und sich noch in 6 Schüttergebiete unterteilen lassen. Ein fünftes Bebengebiet liegt dann noch westlich der Nordinsel in der Tasmansee. Die Lage der Herde hängt eng mit bekannten Strukturlinien der Inseln zusammen. Der Bebedienst verfügt über 4 Erdbebenwarten: Wellington, Christchurch, Apia, Suva.

F. Errulat.

Heck, N. H.: Progress of Seismological Investigations in the United States, January 1, 1925 to June 30, 1927. (Special Publication No. 132, Department of Commerce, U. S. Coast and Geodetic Survey. Washington 1927.)

— Earthquake History of the United States. Exclusive of the Pacific Region. (U. S. Coast and Geodetic Survey, Special Publication Nr. 149. Washington 1928. 61 S. Eine Karte der Epizentren.)

Bailey Willis: Earthquake Conditions in Chile. Studies in Comparative Seismology. (Mit Beiträgen von J. B. MACELWANE, P. BYERLY, J. FELSCH, H. S. WASHINGTON u. a.) (Carnegie Institution of Washington, Publication No. 382, Washington 1929, XI u. 178 S., sowie 1 Titelbild u. 75 Taf. mit Lichtbildern bzw. Karten u. 19 Textfig.)

Das vorliegende umfangreiche und sehr gut ausgestattete Werk enthält zur Hauptsache die Ergebnisse einer unter der Leitung von WILLIS im Jahre 1923 nach Chile unternommenen mehrmonatigen seismologisch-geologischen Expedition. Die Veranlassung dazu gab das schwere Erdbeben, welches am 10. November 1922 vor allem am Südrand der Atacama-Wüste verheerend auftrat¹. Die Expedition wurde vom Carnegie-Institut ausgesandt und fand weitgehende Unterstützung durch die chilenische Regierung.

In einem ersten Abschnitt wird außer einer regionalen Beschreibung des Atacama-Bezirks eine Erdbebengeschichte dieses Gebietes und ein aus-

¹ Vgl. auch die Bearbeitung dieses Bebens durch A. SIEBERG u. B. GUTENBERG in Veröffentl. d. Reichsanst. f. Erdbebenf. in Jena. H. 3. Jena 1924. S. 10—48, und das Ref. hierüber in dies. Jb. Abt. B. 1925. II. S. 223.

fürlicher Bericht über das Beben von 1922 gegeben. Der zweite Abschnitt bringt namentlich eine Darstellung der geologischen Entwicklung der Atacama-Region und Betrachtungen über den Erdbebenmechanismus. Doch werden daneben auch Fossilien von Coquimbo beschrieben (E. JORDAN) und (zusammen mit H. S. WASHINGTON) die Inseln San Felix und San Ambrosio (in rund 26° s. Br. im offenen Pazifik) geologisch und petrographisch behandelt. Anhangsweise finden sich ferner ein kurzer Bericht von J. B. MACELWANE und P. BYERLY über die von ihnen ausgeführte mikroseismische Bestimmung des Epizentrums des Bebens von 1922 und aus der Feder von L. SIERRA VERA eine tabellarische Übersicht über die Verteilung der Intensität, sowie schließlich eine kurze Beschreibung der Geologie der Atacama-Wüste durch J. FELSCH, spezielle geologische Bemerkungen von B. WILLIS und eine ganz knappe vorläufige petrographische Skizze von H. S. WASHINGTON.

Hier sei auf die seismischen Ausführungen näher eingegangen.

Seit Mitte des 16. Jahrhunderts sind 22 bedeutendere Beben aus der Atacama bekannt geworden. Zerstörende Wirkungen des Erdbebens vom 10. November 1922 machten sich gewiß auf einem Gebiet von mindestens 500 km Erstreckung in meridionaler Richtung von La Serena über Vallenar und Copiapó bis nach Potrerillos geltend. Besonders nördlich von La Serena sind auch zahlreiche Bruchlinien feststellbar, welche in Abständen von etwa 5—20 km nahezu parallel zueinander verlaufen. Von Iquique im N bis Concepción im S (Entfernung 1900 km) betrug die Intensität noch mindestens 5° Rossi-Forel. Aber auch die Insel San Felix (in 900 km Abstand von der Küste) und Buenos Aires (1400 km südöstlich von der pleistoseisten Zone) wurde noch beachtlich erschüttert. In der ganzen Erdbebenzone von Chile und dem südlichen Peru fanden im Herbst 1922 bemerkenswertere Erderschütterungen statt, im Distrikt von Copiapó jedoch nur am 8. November ein mäßiges Beben, das jedenfalls nicht stark genug war, um die hier allmählich in Spannungen der Erdkruste angereicherte potentielle Energie auch nur annähernd zur Auslösung zu bringen. Das letzte zerstörende Erdbeben in der südlichen Atacama fand am 4. Dezember 1918 statt.

Die Wirkungen des Bebens von 1922 sind durch eine Reihe von unmittelbaren Berichten und eine große Zahl vortrefflicher Abbildungen erläutert. Das Atacama-Denkmal in Copiapó scheint in einigen seiner Teile eine drehende Bewegung erfahren zu haben. Anzeichen von eigentlichen tiefer greifenden Erdbebenspalten waren nur im Gebiet der größten Intensität bei Vallenar erkennbar. Im übrigen zeigt die nach den Schütterwirkungen an der Erdoberfläche geschätzte scheinbare Bebenstärke eine recht unsystematische Verteilung, indem auch hier wieder deutlich ihre Abhängigkeit von der substantiellen Beschaffenheit der Oberflächenschichten wie auch von dem Verlauf von Bruchlinien hervortritt. Vor allem aber ließ die in den ungünstigen kulturellen Verhältnissen des makroseismischen Bereichs begründete Spärlichkeit der Beobachtungen das Entwerfen einer Isoseistenkarte untunlich erscheinen.

In Vallenar und Umgebung trat das Beben in Übereinstimmung mit den Ermittlungen von SIEBERG am kräftigsten auf (9—10° Rossi-Forel bezw.

11° Mercalli-Cancani). Eine genaue Festlegung des Epizentrums auf Grund der vorliegenden Felddaten ist zuverlässig nicht gut möglich. Nach WILLIS könnte es vielleicht 20 km südlich oder südwestlich von Vallenar gelegen haben, während die mikroseismische Bestimmung nach MACELWANE und BYERLY auf einen Punkt 90 km (nicht 140 km, wie auf S. 45 angegeben) südöstlich dieser Stadt führt. Diese letzte Berechnung stützte sich auf die instrumentell beobachteten Ankunftszeiten der ersten Vorläufer an 26 Stationen bis zu 11 000 km Epizentraldistanz und lieferte die geographischen Koordinaten $\varphi_0 = 29^{\circ} 00' \pm 14'$ s. Br. und $\lambda_0 = 69^{\circ} 59' \pm 19'$ w. Gr. Somit ist zweifellos das Epizentrum auch rechnerisch ziemlich genau erfaßt worden, was bei der Ungunst der Lage des Stationsnetzes zu dem Schüttergebiet (in Südamerika kamen nur 4 Stationen in Betracht) vom mikroseismischen Standpunkte aus als ein schöner Erfolg zu werten ist, wie denn auch schon GUTENBERG seinerzeit auf ähnlichem Wege nach den seismometrischen Angaben von nur 9 Stationen in nicht wesentlicher Abweichung $\varphi_0 = 28,5^{\circ} \pm 0,4^{\circ}$ s. Br. und $\lambda_0 = 70,2^{\circ} \pm 0,7^{\circ}$ w. Gr. fand, d. i. 60 km ostnordöstlich von Vallenar. Doch wäre es nach Ansicht des Referenten nicht statthaft, etwa auf Grund dieser so gefundenen epizentralen Koordinaten eingehendere lokal-geologische Betrachtungen anzustellen. Die angegebenen geringen mittleren Fehler von nur $\pm 14' = \pm 25$ km in der Breite und $\pm 19' = \pm 31$ km in der Länge sind mehr ein Maß für die innere Übereinstimmung der benutzten Daten in bezug auf das errechnete Epizentrum, als daß sie die tatsächliche Fehlergröße des Resultats angeben. Natürlich braucht aber das Epizentrum (die senkrechte Projektion des Ausgangspunktes der elastischen Wellen an die Erdoberfläche) nicht notwendig gerade in den Bezirk der maximalen Schütterwirkungen zu fallen und kommt außerdem dem Herde im ganzen eine mehr oder weniger beträchtliche räumliche Ausdehnung zu.

Unter dem Gesichtspunkt, ein Urteil über die ungefähre Größe der erreichten maximalen Bodenbeschleunigung zu gewinnen, ist dann den weitverbreiteten *tapiales*, d. i. den aus gepreßten lehmigen Blöcken aufgeführten Wällen, eine besondere Untersuchung gewidmet. Es ist danach wahrscheinlich, daß die Bodenbeschleunigung überall unterhalb 5000 mm/sec² geblieben ist, was in Übereinstimmung damit steht, daß nach SIEBERG die Intensität 12° Mercalli-Cancani (maximale Bodenbeschleunigung > 5000 mm/sec²) nirgends erreichte.

Eine Untersuchung der dynamischen Geschichte des Atacama-Gebietes seit dem Paläozoicum führt WILLIS dazu, eine weitgehende genetische Verbundenheit der ozeanischen Atacama-Rinne mit den sich an ihrem östlichen Rande erhebenden Cordilleren anzunehmen. Es fanden sowohl große Überschiebungen fester Gesteinsmassen wie auch Wanderungen geschmolzenen Magmas in der Richtung vom Ozean nach dem Kontinent hin statt, wobei der Sitz der Energiequelle in der Atacama-Tiefe unmittelbar westlich des Kontinentalrandes zu suchen ist. Und dieses Kraftzentrum wirkt auch gegenwärtig weiter. Die Cordilleren, deren orogenetische Erhebung — wahrscheinlich auch gleich in Verbindung mit vulkanischen Eruptionen — im Frühtertär, vielleicht schon im Spätkretazeicum einsetzte, stellen eine noch jetzt lebende,

wachsende Gebirgskette dar, mit deren Fortentwicklung eben auch die Erdbeben hier verknüpft sind.

Die chilenischen Erdbeben sind entschieden tektonischen Charakters, obwohl ihr Zusammenhang mit der geologischen Struktur der Landschaft bei weitem nicht so durchsichtig ist wie z. B. in dem klassischen Lande der seismotektonischen Linien, Kalifornien. Dort handelt es sich um mehr oder weniger vertikal in die Tiefe setzende Dislokationsflächen (z. B. die San Andreas-Spalte), welche bei zeitweiliger Aktivität auch physiogeographisch gut verfolgbar sind, indem sich an ihnen ausgesprochene vertikale, vornehmlich aber horizontale Schollenverschiebungen vollziehen. In Chile liegen die Verhältnisse anders; etwaige physiographische Anzeichen für die Existenz langgestreckter, vertikaler Brüche sind nirgends völlig überzeugend. Doch gewann WILLIS die Vorstellung, daß die Anden vielleicht in der Tiefe vom Pazifik her bis an ihren Ostrand von großen, in dieser Richtung sanft, nur nahe dem Ausstreichen an der Erdoberfläche steiler ansteigenden Dislokationsflächen durchsetzt werden. Von diesen in ihrem Verlauf dem Boden und Rande einer großen flachen Schüssel vergleichbaren Flächen zweigen dann hier und da mehr vertikal gestellte Brüche geringeren Ausmaßes ab, so daß eine Struktur entsteht, wie sie zuerst für das schottische Hochland als typisch erkannt worden ist (Highland Structure). Während jedoch diese Struktur in Schottland tot ist, erscheint sie, wie die Erdbeben lehren, in Chile noch sehr lebendig. Die Herde der Großbeben dürften dabei in den großen primären Verwerfungsebenen der Tiefe gelegen sein, ihre Energie aber vorzugsweise längs der nach oben abzweigenden sekundären Dislokationsflächen ausstrahlen, ohne daß indes hiermit notwendig an der Oberfläche erkennbare Schollenverschiebungen verbunden zu sein brauchen, wie es ja in so charakteristischer Weise bei dem kalifornischen Beben von 1906 der Fall war. Die zu fordernden sekundären Brüche konnten z. B. bei Potrerillos und weiter nördlich bei Chuquicamata nachgewiesen werden. Auch dürfte das bereits obenerwähnte Bruchliniensystem nördlich von La Serena in diesem Sinne zu beurteilen sein. Das Ausstreichen einer primären Bruchfläche findet am Rande der Pampas statt.

Trotz dieser von dem tektonischen Sachverhalt in Kalifornien abweichenden strukturellen Verhältnisse möchte WILLIS die seinerzeit beim San Franzisko-Beben von 1906 namentlich von REID entwickelte Theorie des elastischen Zurückschnellens der an der Herdlinie zusammenstoßenden Erdschollen auch für die chilenischen Beben gelten lassen, nur daß hier die elastischen Verückungen an flachliegenden Dislokationsflächen vor sich gehen.

E. Tams.

Vulkanismus.

Wolff, F. v.: Der Vulkanismus. II. Bd.: Spezieller Teil. 1. Teil, 2. Hälfte: Die Antarktiden und der pazifische Rand Südamerikas. Die Vulkane Zentralamerikas. Die Vulkane Nordamerikas. Die innerpazifischen Vulkane. (54 Abb. 4 Taf. XII + 524 S. Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.) — Vgl. Bespr. Cbl. Min. 1930. A.)

- Day, A. L.: The Year's volcanological publications. Abstract. (J. of the Washington Ac. of Sci. 18. 1928. 510—511.)
- Washington, H. S.: Present volcanic activity over the earth. Abstract. (Ibidem. 18. 509—510.)
- Zies, E. G.: The acid gases contributed to the sea during volcanic activity. Abstract. (Ibidem. 18. 511—512.)
- Allen, E. T.: The classification of the hot areas in the Yellowstone Park and the causes of their development. Abstract. (Ibidem. 18. 511.)

R. W. van Bemmelen: Het Caldera Problem. (Das Kaldera-problem.) (De Mijnningenieur. 10. Bandoeng 1929. 101—112. Mit 2 Textfig. With English summary.)

In der von B. G. ESCHER (in „Vesuvius, the Tengger Mountains and the Problem of Calderas“, 1927) gegebenen Definition des Begriffs Kaldera, den dieser Autor nicht mit einer bestimmten Genese in Zusammenhang gebracht wissen will, wird die Einschränkung gemacht, daß die Kaldera sich im Gipfelgebiet des Vulkans befinden muß. Nach Verf. ist dies nicht erforderlich, denn die großen Kalderen von Manindjau (Westsumatra), des Toba-Sees (Nordsumatra), des Aniakchak (Alaska) u. a. würden dann außerhalb der Definition ESCHER's fallen. Auch der flache Boden, z. B. des Sandsees des Tengger, ist eine sekundäre Erscheinung, die nur eine Folge der häufigen Abflußlosigkeit der Depression darstellt. Unter einer Kaldera versteht Verf. daher „eine infolge Vulkanismus entstandene Depression mit steilen Wänden, deren Durchmesser viele Male größer ist als der der bekannten Kraterkanäle“, obwohl bei der Benennung von Grenzformen zwischen Kalderen und Kratern einige Willkür bestehen bleibt.

Nach den bisherigen Anschauungen können Kalderen vornehmlich entstanden sein durch:

1. Explosion. So erklärt KRANZ außer dem Riesessel und dem Steinhimer Becken auch die Katmai-Kaldera (Alaska) von 1912, die Ngorongoro-Kaldera (Südafrika) und die Ringgit-Kaldera (Java). Für die beiden erstgenannten Depressionen will Verf. die Explosionstheorie eventuell gelten lassen. Bei der Bildung sehr großer Kalderen infolge mehrerer aufeinander folgender Explosionen nahe beieinander liegender Zentra müßte eine Kerbung der Wand zu erwarten sein, und zwar an den Stellen, wo die kreisförmigen Umrundungen der verschiedenen Eruptionszentra einander schneiden. Das ist jedoch nur selten der Fall (z. B. Bracciano-See), vielmehr ist geradezu charakteristisch die kreisrunde Umrundung zahlreicher großer Kalderen, woraus man auf deren plötzliche Bildung schließen darf. Es ist auch unwahrscheinlich, daß die oft nur dünnen steilen Ränder des alten Vulkankörpers als Umwallung der Kaldera bei den anzunehmenden gewaltigen Explosionen intakt geblieben sein sollen. Ferner deutet die fast völlige Abwesenheit von Trümmern des zermalmtten Vulkankörpers in der Umgebung der Kaldera, wie z. B. am Morro von San Luis in Argentinien, im Tobagebiet, am Katmai und auf Santorin, darauf hin, daß diese Depressionen nicht durch Ausschließen

des oben liegenden Materials entstanden sind. Kleinere Kalderen wie der Bandaisan (Japan) sind jedoch möglicherweise durch Explosion zu erklären.

2. Einsturz (HOCHSTETTER, STÜBEL, DUTTON u. a., Zellentheorie von WING EASTON, KEMMERLING). Es wird gezeigt, daß, was die Zellentheorie betrifft, wobei sich die Gase nach allen Seiten verbreiten und expandieren, der von DALY angewandte und von WING EASTON übernommene Vergleich mit einer Stichflamme keine befriedigende Erklärung abgibt. SANDBERG hat darauf hingewiesen, daß die kreisförmige Umrandung auf eine Bildung „aus einem Guß“ hindeutet und dadurch gegen die Zellentheorie spricht. Auch wurde die Zellenstruktur, welche sich durch Einschmelzung im Vulkankörper bilden soll, niemals in tief erodierten Vulkanen beobachtet. Die Breccienstruktur, die WING EASTON als Beweis aus VERBEEK's Werk (Java en Madoera) anführt, kann einerseits durch jede andere Einsturz- oder Explosionstheorie erklärt werden, andererseits handelt es sich in diesem Falle meist nur um Eruptivbreccien oder um sedimentäre, brecciöse Agglomerate, die mit festen Laven und Tuffen alternieren.

3. Erosion durch einen Gasstrahl (Ausblasungszyylinder — Einsturztheorie ESCHER's, vgl. Ref. dies. Jb. 1929. II. 616—617 über seine Schrift „Krakatau in 1883 en in 1928“). Unzweifelhaft ist eine derartige erodierende Wirkung auf den Eruptionskanal nur als eine Nebenerscheinung eines anderen Prozesses, nämlich des Leerblasens des Magmaherds, zu deuten. Die Menge des Materials, die durch Erosion eines Kraterrohrs entfernt wird, kann nur einem Teil des Materials entsprechen, das diese Erosion verursacht, nämlich dem mit Asche beladenen Gasstrom. Jedenfalls können so bedeutende Depressionen wie die des Raoeng, Tengger und Idjen mit vielen Kilometern Durchmesser nicht mit Hilfe der Theorie ESCHER's erklärt werden. Man müßte sehr große Quantitäten ausgeblasener Asche und Gas annehmen, die nicht mit der Größenordnung der bekannten großen Ascheneruptionen übereinstimmen.

Nach SANDBERG, der kürzlich ebenfalls eine Art Ausblasungstheorie gab, sind die nach ihm senkrechten Innenwände der Kalderen eine genetisch primäre Eigenschaft der letzteren. Verf. betont dagegen, daß diese Wände gar nicht vertikal sind, wie SANDBERG meint, sondern nur sehr steil, höchstens 75°, meist aber weniger als 45°, und daß sie ebensogut als genetisch primäre Folge von Explosion oder Einsturz zu erklären sind.

Den behandelten Theorien stellt Verf. nun seine „Leerblasungs-Einsturzhypothese“ gegenüber. Er ist sich dabei bewußt, daß damit nicht alle Kalderen erklärt zu werden brauchen. Für kleinere Kalderen namentlich hält er eine Bildung durch Explosion für möglich, auch kann an Oszillationen des Magmaniveaus im Herd gedacht werden, ohne äußere vulkanische Erscheinungen. Aber für diejenigen Kalderen, die am Ende großer Ascheneruptionen entstanden sind, soll seine Hypothese Gültigkeit haben.

Nach der Vorstellung PERRET's über die Vesuveruption von 1906 entstammte das ausströmende Gas während der sog. „intermediären Gasphase“ der Lava in der Krateröhre, in der es unter hohem Druck aufgelöst war. Durch Entweichen dieser Gase bei Druckentlastung wird die Lava zu Asche

zerstäubt und ausgeblasen. Infolge dieser Zerstäubung und damit zusammenhängenden Druckentlastung werden stetig tiefere Zonen an Gasen übersättigt. Dadurch wird die Eruptionsbasis in die Tiefe verlegt, bis die Gaskonzentration zu gering geworden ist, um den stets wachsenden Widerstand durch zurückfallendes Material u. dgl. zu brechen. Dann kommt die Eruption zum Stillstand; es finden nur noch Nachwirkungen durch das Nachstürzen der Wände statt. Von einigen Ausbrüchen sind die Mengen der ausgeworfenen Asche gut bekannt: Tambora 1814—1815 100—150 km³, Coseguina 1835 50 km³, Krakatau 1883 18 km³, Katmai 1912 20 km³. Dieses Material ist hauptsächlich primäre, zu Asche zerstäubte Lava aus der Krateröhre oder dem Herd selbst, und die Materialmenge, die davon auf Erosion zurückzuführen ist, kann nur gering sein, wie man durch die Untersuchung der Produkte prüfen kann. Wahrscheinlich senkt sich bei den sehr großen Ascheneruptionen die Eruptionsbasis durch das Zerstäuben der Lava aus der Röhre bis in den Magmaherd selbst. Damit wird dann eine sehr rasche Zunahme des Durchmessers der Röhre parallel gehen, womit die Erosion des Schornsteins nicht gleichen Schritt hält. Der Vulkan wird während des Eruptionsparoxysmus unterminiert und schließlich bricht das Gewölbe, das den zu Asche zerstäubten Magmaherd überspannt, ein.

So entsteht eine Einsturzkaldera, deren Volumen mit dem des zu Asche zerstäubten Magmas übereinstimmt. Für die Sandsee-Kaldera beläuft sich dieser Betrag auf rund 40 km³.

Durch eine exzentrische Lage der Krateröhre in bezug auf den Magmaherd können auch exzentrische Einsturzkalderen entstehen. Die Form der Kaldera hängt von der ursprünglichen Form des Magmaherds ab; dadurch sind auch langgestreckte und unregelmäßig gestaltete Einsenkungen möglich, die den Vulkankörper unabhängig vom äußeren Bau durchschneiden (z. B. das Tal von Sapikerep im Tengger, vgl. Ref. in dies. Heft S. 359 über M. E. AKKERSDIJK, Het Tenggercalderaprobleem. 1928). Wenn nicht Unterschiede im geologischen Bau oder präexistierende Spalten vorhanden sind (wie z. B. am Toba-See), wird jedoch der Einsturz einen mehr oder weniger kreisrunden Umriß annehmen. Die Neigung der Wände der Kaldera wird durch den Bruchwinkel der Gesteine bestimmt, der maximal 75°, meist aber weniger beträgt.

Als Beispiele für Kalderenbildung nach der „Leerblasungs-Einsturzhypothese“ werden genannt: die große Ascheneruption des Katmai 1912, der Toba-See (vgl. Ref. dies. Heft. S. 354), die Ranau-Kaldera in Südsumatra, der Morro von San Luis (GERTH), Craterlake in Oregon, die große Kaldera der Insel Santorin.

F. Musper.

Ahrens, W.: Die Verbreitung des mittelrheinischen alluvialen Bimssteins und daraus folgende Rückschlüsse auf den Eruptionsmechanismus. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 288—296.)

Winkler, A.: Der jungtertiäre Vulkanismus im steirischen Becken. (Zs. Vulk. 11. 1927. 32 S. Mit 6 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 348.

Rohleder, H. P. T.: Vergriesungserscheinungen an der nordirischen Küste. (Cbl. Min. etc. 1929. B. 113—115.)

Alfano, G. B. und J. Friedländer: Die Geschichte des Vesuvus. Illustriert nach gleichzeitigen Urkunden. (Verlag Dietrich Reiner [E. Vohsen]. Berlin 1929. 71 S. 107 Taf. 2 Kart.) — Vgl. Besprechung Cbl. Min. etc. 1930. B. 95.

Onorato, E.: Il giacimento di zolfo di Monte Solforoso presso Scrofano in provincia di Roma. (Atti R. Acc. Lincei. 8. 5—6. Rom 1928.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 420.

E. Lengyel: Der Etnaausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein. (Acta litterarum ac scientiarum Regiae Universitatis Hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 1, fasc. 2. Szedged 1929. 128—147.)

Für die Basaltlava von 1928 ist die beträchtliche Rolle des Olivins charakteristisch; der Erzgehalt ist ziemlich reichlich, neben Magnetit hat Verf. auch Ilmenit nachgewiesen. Die bei Mascali—Nunziata gesammelte Lava von 1928 ist um vieles basischer als die Mitteltypen der älteren Etnalaven. Der Na_2O -Gehalt ist ziemlich hoch. Das Gestein besitzt auf Grund der chemischen Zusammensetzung einen trachybasaltischen Charakter. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende (Analytiker E. POLNER): SiO_2 47,05, TiO_2 1,99, Al_2O_3 17,69, Fe_2O_3 2,32, FeO 6,98, MgO 5,33, CaO 10,61, Na_2O 5,40, K_2O 1,87, H_2O 0,02, H_2O —, P_2O_5 0,44. Summe 99,70.

A. Vendi.

H. S. Washington: Santorini Eruption of 1925. (Bull. Geol. Soc. of America. 37. 1926. 349—384. 2 Taf.)

—: L'Eruzione di Santorini del 1925. (Bull. Volcanol. Napoli 1926. 3. Nr. 7—8. 11 S. 6 Taf. Ergänzte Übersetzung aus Journ. Washington Ac. Sci. 1925.)

Der in dies. Jb. 1926. II. B. 308 besprochenen kurzen Arbeit folgte eine eingehendere Darstellung.

Analysen des Puzzolans, der weißen Asche der höchsten Teile des Kalderandes, werden unter I und II gegeben. Die starke Aschenförderung während der plinianischen Paroxysmen der Calderabildung von Santorin ist ganz ähnlich der mehrerer anderer Stratovulkane mit weiter Kalderabildung. Der Zeitpunkt des Ausbruches der weißen Aschen wird auf Grund archäologischer Funde auf 1800—1500 v. Chr. datiert.

Die Vorgänge, welche Verf. während seines Aufenthaltes vom 13. bis 20. Sept. 1925 studierte, werden eingehend beschrieben, wovon besonders die Emporhebung des Fouqué-Domes hervorgehoben werden muß, mit etwa 150 m Durchmesser und 50m Höhe über der neugebildeten Lava mit einer Temperatur von 7—800° im inneren Teile der Emporwölbung (1000—1100° bei der Lava des Kilauea und anderer Vulkane). Weißer (wohl meist Wasser-) Dampf trat aus dem oberen Teile des Domes aus, ohne besondere Kraterbildung. Der Rhythmus der vulkanischen Phase mit Bildung von blumenkohlartig

gestalteten Wolken wird eingehend unter Beigabe von Bildern geschildert. Diese Ausbrüche waren begleitet vom Auswurfe kleiner und größerer Blöcke (die eckig verfestigt waren und deshalb nicht die Bezeichnung Bomben verdienen).

Explosionen erfolgten, z. T. gleichzeitig, aus einem ringförmigen Graben um den Dom herum, so daß die Dampfvolken sich fingerförmig, coronaartig (coronet) um den Dom aus dem umgebenden Graben erhoben. Diese Erscheinung wird auf die wechselseitige, meist absinkend erfolgende Bewegung der Zentralinseln zurückgeführt. Der Ringgraben sei schon durch eine absinkende Bewegung des Domes verursacht.

Die dicken oberen Teile der neuen Laven bestehen aus eigenartig scharfeckigen, schlackigen, meist hochkristallinen Blöcken, während der tiefere Teil derselben Laven porenarm und stark glasig ist. Damit unterscheiden sich diese Santorinlaven ganz wesentlich von der sog. Blocklava unserer Literatur. Die sog. „aa-Lava“ ist verschieden zu beurteilen!

Die Lavablöcke bestehen aus einer Grundmasse von lichtbraunem Glase, welches zahlreiche feine farblose Nadeln führt und damit zu hyalopilitischer Struktur neigt. Die Mikrolithen bestehen aus Albit-Oligoklas, kleinen Pyroxenen und winzigen Magnetiten. Größere Ausscheidungen von Labradorit sind wohl begrenzt, wenig zerbrochen; daneben treten Augite und seltene Hypersthene als porphyrische Ausscheidungen auf. Die neuen Analysen dieser Gesteine sind unter III—IV wiedergegeben. Die Zusammensetzung der neuen Laven weicht nur sehr wenig von der der älteren Laven (bis zu mehreren tausend Jahren v. Chr.) ab.

Diese chemische Gleichförmigkeit, auch über verschiedenartige Eruptionsperioden hinaus, ist sehr eigenartig.

In einer eingehenden petrochemischen Erörterung der Laven von Santorin bezeichnete Verf. sie als Pyroxen-Hyalodazit.

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	64,88	68,29	64,99	65,41
Al ₂ O ₃	12,98	13,67	14,32	14,28
Fe ₂ O ₃	3,83	4,03	1,30	0,75
FeO	2,30	2,42	4,01	4,08
MgO	1,06	1,12	1,12	1,00
CaO	2,95	3,10	3,94	3,79
Na ₂ O	3,16	3,33	6,20	5,75
K ₂ O	2,04	2,15	1,99	2,03
H ₂ O +	4,58	—	0,05	0,10
H ₂ O —	0,37	—	—	—
CO ₂	n. best.	—	—	—
TiO ₂	1,53	1,61	2,23	2,25
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,01	0,10
MnO	0,05	0,05	0,07	0,09
Summe	99,95	100,00	100,23	99,65

Norm:	Q	10,86	15,96
	Or	11,68	11,68
	Ab	52,40	48,73
	An	5,28	7,23
	Di	11,25	9,03
	Hy	—	1,16
	Mt	1,86	1,16
	Jl	4,26	4,41
	Ap	—	0,34

I. Puzzolan, Syrigo, Steinbruch, nahe Phira, Thera.

II. Dieselbe Analyse, wasserfrei berechnet.

III. Östlicher Lavastrom, Fouqué Kameni, August 1925.

IV. Auswürfling, Fouqué Kameni, September 1925.

(Einschließlich S = 0,02, kein ZrO₂ und BaO.)

Alle Analysen von Miß MARY G. KEYES.

Wegen der weiteren Vergleiche mit älteren Analysen muß auf das Original verwiesen werden.

Erich Kaiser.

Stehn, Ch. E.: Volcanological work in the Dutch East Indies during 1923—1926. (Proc. of the Third Pan-Pacific Science Congress. Tokyo 1926. 718—733.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 576.

— The geology and volcanism of the Krakatau group. (Reprint of „Krakatau“, published for the Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. 55 S. Mit 2 Textfig. 20 Photogr. und 6 Taf.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 576—578.

Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den oost-indischen archipel waargenomen gedurende het jaar 1927. (Vulkanische Erscheinungen und Erdbeben im ostindischen Archipel, beobachtet während des Jahres 1927.) (Verzameld en bewerkt door het Kon. Magn. en Meteor. Observatorium te Batavia, Natuurk. Tijdschr. v. Ned. Indie. 88. III. 339—374. Mit 3 Tab. Mit engl. Zusammenfassung.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 578—579.

Stehn, Ch. E.: De jongste uitbarsting van den Krakatau. (Der jüngste Ausbruch des Krakatau.) (Handelingen v. h. 5. Ned. Ind. Natuurwet. Congres gehouden te Soerabaja 1928. 112.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 579.

Hans Reok: Übersicht über die Tätigkeit des Krakatau im Jahre 1928. (Zs. f. Vulk. 12. Heft 1. Berlin 1929. 52—55. Mit 1 Textfig., 1 Karten- und 1 Bildtafel.)

Der Bericht wurde im wesentlichen nach den Veröffentlichungen von J. H. F. UMBROVE und CH. E. STEHN zusammengestellt (vgl. Ref. ds. Jb. 1929. II. 618, 1929. III. 576—578). Die beigegebene Karte ist eine Wiedergabe derjenigen B. G. ESCHER's (vgl. Ref. ds. Jb. 1929. II. 616—617).

F. Musper.

H. Ehrat: Die tätigen Vulkane des Gunung Api (Sangean) bei Bima, Niederländisch-Indien. (Zs. f. Vulk. 12. Heft 1. Berlin 1929. 8—14. Mit 3 Karten- und 1 Bildtaf.)

Die hier gegebene Beschreibung der Vulkangruppe des Api-Sangean, einer Insel nordöstlich von Bima (Sumbawa), erfolgte auf Grund einer kurzen Untersuchung durch Verf. im Jahre 1927.

Man hat es mit mindestens 3 Kraterruinen zu tun, zu denen sich eine Anzahl junger Eruptionspunkte gesellt. Zu den letzteren gehört der kurz besprochene Doro Mantoï (1795 m), ein zusammengesetzter Vulkan vom Vesuv-Somma-Typus, in dessen Lava, einem olivinhaltigen Pyroxenandesit, sich granodioritische (oder quarzdioritische) Einschlüsse fanden. Von den 5 zu unterscheidenden Kalubu-Kratern sind die 2 südlichen (2,5 km nordwestlich von erstgenanntem Vulkan entfernt) am meisten tätig. Nördlich anschließend wurden 5 weitere Krater angetroffen. Zu ihnen gehören die jungen Krater von 1911. Dabei handelt es sich um einen Kegel aus losem Material von 75 m Durchmesser und einen etwas älteren Lavapropf. Mit letzterem hängt der Lavastrom von 1911 zusammen. Mindestens 10 Millionen Kubikmeter Blocklava sind dabei in westlicher Richtung ausgeflossen; das Gestein ist ein olivinhaltiger Augitandesit mit vielen granodioritischen Einschlüssen. Schwefelhaltige Dämpfe mit Temperaturen von 60—73° C wurden an 18 Stellen dieses Stromes beobachtet.

F. Musper.

R. W. van Bemmelen: The origin of Lake Toba (North Sumatra). (Fourth Pacific Science Congress, Bandoeng May-June, 1929. Sonderabdruck. 10 S. M. 1 Fig. u. 3 Taf.)

Der Toba-See ist mit 87 km Länge und 31 km größter Breite weitaus der umfangreichste See Sumatras und Niederländisch-Indiens überhaupt. Er zeigt auch die kompliziertesten geologischen Züge. Die 2269 km² große Toba-Depression liegt an der Stelle, wo die sumatranische Vulkanreihe zwischen Sibolga und Medan in das innere Sumatra einbiegt und zugleich das Barisan-Gebirge seine größte Breite besitzt.

Als ein Ergebnis des Vulkanismus hat sich hier ein Prozeß des Aufbaus und Einbruchs mit stetig abnehmender Intensität abgespielt. Zweierlei Möglichkeiten können die Bildung einer Einbruchskaldera erklären:

1. Zurückströmen des Magmas aus dessen Kammer, ohne daß es zu sichtbarer vulkanischer Aktivität kommt (Beispiel: Kilauea). 2. Entleerung der Magmakammer durch Ausblasung ihres Inhalts in Form von Aschen und Bimsstein (Beispiele: Tambora 1814—1815, Coseguina 1835, Krakatau 1883, Katmai 1912).

Über die Vorstellung, wie sich Verf. die Kalderenbildung denkt, vgl. Ref. in dies. Heft S. 348 u. f. über seine Schrift „Het Caldera Problem“, 1929.

Das Volumen der bei der ersten großen sauren Eruption des Toba-Vulkans ausgeblasenen Tuffe ist wegen des unruhigen Reliefs der von ihnen bedeckten Landschaft, wegen ihrer damit wechselnden Mächtigkeit, und weil ein großer Teil der Tuffe bereits wegtransportiert wurde, schwierig zu schätzen,

es ist jedoch auf etwa 2000 km³ zu veranschlagen. Wenn wir einen Einbruch um 1000 m annehmen bei einer Fläche von rund 2000 km², so würde das Volumen der beim ersten vulkanischen Einbruch verursachten Depression ebenfalls etwa 2000 km³ betragen. Die Volumina des ausgeblasenen Materials und der Einsturzkaldera würden demnach miteinander übereinstimmen.

Bei weitem der größte Teil dieser Tuffe wurde während der ersten paroxysmalen Eruptionsphase ausgeblasen. Infolge der Viskosität des sauren Magmas konnte die Magmazufuhr aus dem Substrat mit der Entleerung der Magmakammer nicht Schritt halten. Es fanden große Einbrüche, möglicherweise eine ganze Reihe solcher, statt, die verschiedenen Eruptionspunkten des Tobagebiets entsprechen und teilweise einem präexistierenden Bruchsystem folgten, und das Endergebnis war diese riesige, in der Sumatra-Richtung gestreckte Kaldera von 100 km Länge und 31 km Breite, die damit alle anderen bekannten Kalderen an Größe übertrifft. Später wiederholte sich der Vorgang bei der Entstehung des innerhalb der großen Kaldera gelegenen Samosir-Vulkans, der seinerseits durch Einbrüche, die eine langgestreckte Kaldera von 50 km Länge und 2—7 km Breite zur Folge hatten, in 2 Teile geschnitten wurde. Schließlich bildeten sich längs dieser Spalte einige Liparitdome und entstand am Westrand der Kaldera der Dk. Poesoek Boekit als Äußerung der erlöschenden Kräfte der entleerten Magmakammer. **F. Musper.**

M. Neumann van Padang: Goenoeng Papandajan. (Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. Exkursion C. 1, 2. 21 S. M. 4 Photos, 1 Textfig. u. 1 Kartenskizze im Maßstab 1 : 10 000.)

Kurze Übersicht über die Geologie und Eruptionsgeschichte des Vulkans Papandajan (Westjava), worüber an andern Orten (vgl. Ref. dies. Jb. II. 1928. 104—107), besonders hinsichtlich der Tektonik, auch vom Verf. (vgl. Ref. dies. Jb. über „De Noordelijke doorbraak in den Papandajan kraterwand“, 1929) berichtet wurde.

Erwähnt sei hier nur, daß das Eruptivgestein des Papandajan ein Pyroxenandesit ist, dessen dunkelgraue Farbe unter dem Einfluß von Fumarolen teilweise in ein weißes Gestein umgewandelt sein kann, das sich durch hohen Kieselsäuregehalt auszeichnet (eine Analyse ergab 92,3 % SiO₂ und nur 1,47 % Al₂O₃). Entsprechend der Bezeichnung nach NIGGLI ergab sich auf Grund einer von R. G. REIBER ausgeführten Analyse für den Andesit vom G. Masigit (einem Teil des Papandajan) ein peleicitisches Magma:

si	fm	c	al	alk	k
165	30,5	23,4	35,2	10,9	0,26

F. Musper.

M. Neumann van Padang: Lava-streams of the Goentoer Mountain and the hot springs of Tjipanas. (Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. Exkursion C. 1, 2. 11 S. M. 1 Photo.)

Die als Exkursionsführer gedachte Schrift bringt eine Zusammenfassung über das Bergmassiv des Vulkans Goentoer (Westjava), seine Lavaströme und die an seinem Fuße bei Tjipanas austretenden Thermen.

Neu sind die Angaben über eine Analyse der Lava vom Unterende des Stroms von 1840 oberhalb Tjipanas. Nach dem Schema von NIGGLI handelt es sich um

si	fm	c	al	alk	k
131	36,7	26,6	27,9	8,8	0,16,

also um ein Magma von normal gabbroid-gabbrodioritischem Typus (Analyse von R. G. REIBER).

Eine Probe der Thermen von Tjipanas ergab (nach MONTGOMERY) folgende Zusammensetzung:

Trockenbestandteile	. 2,115 g/l	FeO	—
CO ₂	0,305 „	Fe ₂ O ₃	Spuren
Cl	0,108 „	Al ₂ O ₃	0,250
SO ₄	0,870 „	SiO ₂	0,121
H ₂ S	— „	KCl + NaCl	0,640
NH ₄	— „	MgO	Spuren.
CaO	0,096 „			

Der Emanationsgrad von 6 der dortigen Thermen wurde von J. CLAY wie folgt bestimmt:

I.	0,33	Mache-Einheiten oder	174,10 ⁻¹²	Curie per Liter
II.	0,53	„	„	
III.	0,39	„	„	
IV.	0,55	„	„	
V.	0,25	„	„	
VI.	0,16	„	„	

F. Musper.

Ch. E. Stehn: Kawah Kamodjang. (Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. Excursion C. 2. 13 S. M. 3 Photos u. 2 Kärtchen.)

Die Vulkanruine Kawah Kamodjang in Westjava ist in letzter Zeit durch die dort ausgeführten Probebohrungen zur Gewinnung vulkanischer Energie bekannter geworden (vgl. Ref. dies. Jb. 1928. II. 523). Die verschiedenen Felder des Solfatarenkomplexes werden beschrieben und die bei den Dampfbohrungen gewonnenen Ergebnisse mitgeteilt. Das den Dampf liefernde Wasser muß als Grundwasser betrachtet werden, es handelt sich also nicht um juvenilen Wasserdampf, wie ALLAN und DAY von den Geysiren in Kalifornien annehmen.

Wie in den übrigen, für den im Titel der Schrift genannten Kongreß bestimmten geologischen Führern ist auch im vorliegenden die einschlägige Literatur aufgeführt.

F. Musper.

Ch. E. Stehn: Tangkoeban Prahoe. (Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. Exkursion B. 3. 22 S. M. 1 Textfig., 6 Photos, 1 Taf. u. 1 Karte.)

Großenteils referierende Zusammenfassung über die Entstehung der Ebene von Bandoeng (vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 583 über „Ch. E. STEHN en J. H. F. UMBGROVE, Bijdrage tot de geologie der vlakke van Bandoeng“) und die Ebene von Lembang, über die Eruptionspunkte des Tangkoeban Prahoe, seine Eruptionsgeschichte und seine gegenwärtige Tätigkeit.

Was die Ebene von Lembang betrifft, so hält Verf., im Gegensatz zu TAVERNE, der FENNEMA's Annahme einer großen, 25 km langen Kaldera verwerfen zu sollen glaubte, eine derartige Kaldera von teilweise unregelmäßiger Form doch für möglich, besonders wenn man an tektonisch-vulkanische Einflüsse denkt und die Unregelmäßigkeit mit den Randvulkanen in Zusammenhang bringt, zu denen auch der G. Soenda-Vulkan gerechnet wird.

Von besonderem Interesse sind fossile Rippelmarken, wie sie nur unter Wasser entstanden sein können, die für eine bestimmte Zeit in der Geschichte des Vulkans auf die Anwesenheit eines Kratersees schließen lassen.

Zu erwähnen sind hier noch die Resultate neuer Analysen (ausgeführt durch R. G. REIBER):

	si	fm	c	al	alk	k	Magma
Basaltische Lavabombe	199	34,8	19,8	37,4	8,0	—	peleelitisch
Basaltische Lavabank	186	34,6	17,5	31,4	16,5	0,39	} tonalitisch
„ „	157	30,1	24,3	32,4	13,2	0,41	
„ „	182	34,7	17,5	32,2	15,6	0,42	
„ „	171	32,5	23,3	30,6	13,6	0,42	
„ „	171	32,2	21,3	31,9	14,6	0,38	

F. Musper.

Ch. E. Stehn: Keloet. (Fourth Pacific Science Congress. Java 1929. Exkursion E. 2 a. 23 S. Mit 2 Textfig., 7 Photos u. 1 Kartenskizze.)

Mit einem 2. Teil von J. H. COERT: Some notes about soils derived from the Keloet-Volcano. (Ebendort. 13 S. Mit 2 Photos.)

Eine willkommene Einführung, als Exkursionsführer zum 4. Pan-Pazifischen Kongreß vorgesehen, in den Bau eines der meistbekanntesten Vulkane Javas, des Keloet.

Die Begriffe warme und kalte „Lahars“ werden definiert. Vom Gadjah Moengkoer (Nordrand des Kraters) wird das Ergebnis einer Gesteinsanalyse (ausgeführt von R. G. REIBER) mitgeteilt:

si	fm	c	al	alk	k
157	33,9	27,7	30,1	8,3	0,18,

das Magma ist demnach normal-dioritisch.

Das Plateau westlich des Gadjah Moengkoer stellt nach Verf. nichts anderes dar als ein Erosionsplateau, das von Produkten der jüngeren Eruptionen bedeckt ist.

Die Morphologie und die Eruptionsgeschichte des Vulkans werden einigermaßen ausführlich behandelt.

Keloet Asche wurde neu untersucht; man hat es petrographisch mit hornblendehaltendem Pyroxenandesit zu tun (Bezeichnungen nach NIGGLI):

	si	fm	c	al	alk	k	mg
Weißer Asche, Lahar Badak, nahe dem Krater	134	37	27,5	26	9,5	0,19	0,46
Dunkle Asche, Lahar Badak, nahe dem Krater	144	35,5	26,0	29	9,5	0,15	0,35
Asche von 1919, } in größerer Soember Asin . } Entfernung	172	30,5	25,5	31,5	12,5	0,16	0,39
Asche von 1919, } vom Krater Kediri	180	33,0	23,0	33,0	19,0	0,20	0,40.

Schließlich werden die erstaunlichen, im Jahre 1926 beendeten Präventivmaßnahmen und der Gang dieser Arbeiten besprochen, die künftig Katastrophen wie im Jahre 1919 verhindern sollen.

J. H. COERT beschreibt die am Keloet vorkommenden Böden, die er nach der Art des Materialtransports in äolische, semiäolische, aquatische und semi-aquatische einteilt.

F. Musper.

M. Neumann van Padang: De Noordelijke doorbraak in den Papandajan kraterwand. (Der nördliche Durchbruch in der Papandajan-Kraterwand.) (De Mijningenieur. 10. 1929. 52—58. Mit 1 Textfig. u. 1 Karte im Maßstab 1 : 10 000.)

Über die Entstehung des breiten, talförmigen Zugangs, der zu den Solfatarenfeldern im Krater des kompliziert gebauten Papandajan-Vulkankomplexes („Papandajan-Krater“, entstanden lange vor 1772 als jüngster Eruptionspunkt auf der Nordostflanke des Komplexes) führt und in seiner gegenwärtigen Form seit dem Ausbruch von 1772 besteht, sind bereits verschiedene Meinungen geäußert worden (vernichtende Explosionen, Lavadurchbrüche). Verf. gibt auf Grund seiner Feldbeobachtungen eine neue, im wesentlichen tektonische Erklärung.

Durch alte Solfatarentätigkeit waren nicht nur große Mengen Schwefel abgesetzt, sondern auch das Gestein der nordöstlichen Kraterwand stark angegriffen worden. Längs Brüchen, die durch das ganze Vulkanmassiv laufen, stiegen und steigen noch heute die Vulkangase auf. Die Kraterwand wurde durch die starke Verwitterung infolge der Solfatarentätigkeit und durch die Brüche so in Mitleidenschaft gezogen, daß sie beim Ausbruch von 1772 einstürzte. Verhältnismäßig schwache Eruptionen können diese Bewegungen ausgelöst haben. Eine Terrasse, sowie alte begrünte Bruchwände, deren Richtung dagegen etwas verändert ist, zeigen, daß schon in früherer Zeit Dislokationen gleicher Art stattgefunden hatten.

Der Annahme, daß in Vulkanmassiven große Einbrüche längs tektonischer oder vulkanotektonischer Spalten erfolgen können, gegenüber verhielten sich die Vulkanologen bisher meistens ablehnend. Am Papandajan weisen jedoch so viele Beobachtungen auf das Vorhandensein von Brüchen und die Solfatarentätigkeit längs der Brüche hin, daß an dem großen Einfluß, den diese Störungen auf die Form des Gebirges ausgeübt haben, kaum gezweifelt werden darf.

Die Bruchsysteme haben die Richtungen N 60° O, N 45° O und N—S.

F. Musper.

Blumenthal, M.: Bergwanderungen und Bergstudien auf der Insel Lombok (Niederländisch-Ostindien). (Jb. d. Schweizer Alpenclub. 55. 1920. Bern 1921. 53—76. Mit 7 Textfig. u. 4 Taf.)

— Der Klut (Ostjava), sein Eruptions- und Katastrophentypus und die getroffenen Präventivmaßnahmen. (Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens. 65. 1926/27. Chur 1927. 31 S. Mit Kartenskizze, Profil u. 6 Photos.)

— Bilder vom Werden eines Berges. Die Staukuppen-Eruption des Galungung auf Westjava. (Natur u. Technik, Schweizer. Zs. f. Naturwiss. 6. 1924/25. Zürich 1925. 324—329. Mit 7 Abb.)

Haan, W. de: De Mangani-breccie. (Die Mangani-Breccie.) (De Mijninge-nieur. 10. 1929. 62—65. Mit 1 Profilskizze.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 705.

M. E. Akkersdijk: Het Tenggercalderaprobleem. (Das Tenggerkalderaproblem.) (De Mijninge-nieur. 9. 1928. No. 7. 117—124. Mit 2 Skizzen.)

Zur Entstehung der Kaldera des Tengger-Gebirges (Ostjava) hatten VERBEEK-FENNEMA und später ESCHER voneinander stark abweichende Erklärungen gegeben. Hier wird nun ein dritter Lösungsversuch unternommen.

Die Besonderheiten der Tenggerkaldera liegen in dem schwellenförmigen Rand (Tjemara Lawang), der die flache südliche Kalderahälfte (das Sandmeer) vom Nordostteil der Kaldera trennt, und in dem zuerst breiten und tiefen Tal von Sapikerep, dessen Boden langsam in den der nordöstlichen Kalderahälfte (Becken von Ngadisari) übergeht.

Sowohl VERBEEK als ESCHER waren von einem Zwillingsvulkan ausgegangen und hatten dann eine Doppelkalderenbildung angenommen. Verf. zeigt jedoch, daß die Topographie des Tengger keine Anhaltspunkte für einen Zwillingsvulkan bietet, daß die Bildung einer zweiten Kaldera erst in einer viel späteren Zeit erfolgte als die der ersten, und so die Doppelform der heutigen Kaldera sehr wohl erklärt werden kann. Die Möglichkeit des Bestehens eines Lavasees (VERBEEK, ESCHER), der schließlich 7 km Durchmesser besessen haben müßte, ist stark zu bezweifeln. Der Höhenunterschied zwischen dem Sandmeer und dem abwechselnd aus Lavaströmen und Tuffgesteinen bestehenden Tjemara Lawang kann demnach nicht mit einem Zurücksinken der flüssigen Lava in den Krater in Verband gebracht werden (VERBEEK), eher mit einer zweiten Kalderenbildung. Der geradlinige Verlauf der Schwelle muß wohl mit einem Bruch zusammenhängen. Das Becken von Ngadisari und der Talboden von Sapikerep sind von ein und demselben Komplex von Lavaströmen und Tuffen bedeckt, die auf Eruptionspunkte zurückgeführt werden, welche in der von der zweiten Kalderabildung gefolgt Eruptionsperiode verschwunden sind. Das Tal von Sapikerep, das nach VERBEEK durch Wegdrücken des schwächsten Vulkanmantelteils durch Lavenergüsse, nach ESCHER durch Wassererosion entstanden sein soll, wird durch Einsturz gleichzeitig mit dem Becken von Ngadisari erklärt; die erste Kalderabildung hätte demnach an einer Seite eine lippenförmige Verlängerung gehabt. Die

verschiedenen parasitären Kegel¹ des Tengger werden besprochen und endlich der ursprüngliche Vulkan rekonstruiert, wobei für den alten Tenggergipfel eine Höhe von 4500 m und für einige Adventivkrater eine solche von 3500 m gefunden wird.

Den Werdegang der Tengger-Kaldera denkt sich Verf. kurz folgendermaßen: Bei einer ersten katastrophalen Eruptionsperiode stürzte ein großer Teil des Vulkangipfels ein, wobei auch das Tal von Sapikerep entstand. Bei der erneuten aufbauenden Tätigkeit aus einem oder mehreren sekundären Ausbruchspunkten im Westteil des Einsturzgebiets wurde das Becken von Ngadisari und das Tal von Sapikerep teilweise eingedeckt. Darauf setzten zum zweitenmal katastrophale Eruptionen ein, nunmehr mit Einstürzen im Westteil der Kaldera und mit der Bildung der Schwelle Tjemara Lawang. Bei der jüngsten aufbauenden Tätigkeit im letzten Einsturzgebiet entstanden dann die verschiedenen, jetzt noch vorhandenen sekundären Vulkankegel des Sandmeers.

F. Musper.

G. L. L. Kemmerling: Vulkanen van Flores. (Vulkane von Flores.) (Dienst van den Mijnbouw in Nederlandsch-Indië. Vulkanologische en seismologische mededeelingen. No. 10. Bandoeng 1929. 138 S. Mit 29 Textfig., 54 Photographien und 10 Kartentaf., sowie einer Zusammenfassung in Englisch. Preis f. 6.—.)

Das in diesem Band der „Vulkanologische en seismologische mededeelingen“ behandelte Material wurde in den Jahren 1920—1925 gesammelt. Mit Ausnahme des G. Lewono (Ostflore) sind dabei fast alle Vulkangebiete von Flores untersucht worden. Besonderen Wert erhält die ausführliche Beschreibung der Vulkane, die als Ergänzung zur Arbeit H. EHRAT, Geologisch-mijnbouwkundige onderzoekingen op Flores, 1928 (vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 484—487), angesehen werden soll, durch die reichliche Beigabe von Profil- und Kartenskizzen, sowie zahlreichen prächtigen Photographien, wie wir sie ja von der Serie der „Mededeelingen“ gewohnt sind. Eine Übersicht über die Vulkane von Flores hat Verf. schon kürzlich gegeben, vgl. Ref. dies. Jb. 1928. II. 525—526.

Das von jungvulkanischen Gebirgen (rund 50) bedeckte Gebiet nimmt etwa die Hälfte der Insel ein. Die Eruptionspunkte scharen sich einerseits in Reihen, die den Faltenachsen des Neogens parallel verlaufen, andererseits folgen sie senkrecht darauf stehenden Brüchen, die allerdings im einzelnen kaum, höchstens indirekt nachgewiesen werden können.

Der Oberflächenvulkanismus scheint nach der Form und dem Erosionszustand der jungvulkanischen Gebirge in Westflore (Manggarai, Ngada, Endeh) älter zu sein als in Ostflore (Maoemere, Ostflore/Solor). Im W werden folgende Phasen unterschieden:

¹ Verf. schlägt vor, Nebenkrater, die mit dem Haupteruptionskanal in Verbindung stehen, parasitär zu nennen und die Bezeichnung Adventivkrater auf solche Diatremen zu beschränken, die wohl nahe dem Hauptschlot ausmünden, aber selbständige Förderkanäle des Magmaherds darstellen.

1. Entstehung von Eruptionspunkten längs ostwestlicher Linien.
2. Wandern der Eruptionspunkte längs nordsüdlicher Linien.
3. Zerstörungsperiode (Kalderenbildung im Gebiete der O—W und N—S gerichteten Vulkanreihen).
4. Erneuter Aufbau in diesen Kalderen (die neuen Kegel- und Tafelberge entstehen sowohl auf den alten O—W-Linien als auf neuen N—S-Linien).

Im O beschränkte sich die Tätigkeit auf den Aufbau von Kegelbergen längs O—W- oder SO—NW-Linien, ein Wandern des Eruptionspunkts fand nur ausnahmsweise längs nordsüdlicher Linien statt. Die Phasen 3 und 4 fehlen, Zerstörungen beschränken sich auf die Gipfelregion des Vulkans. In ganz Flores ist der Aufbau längs O—W-Linien der primäre, der längs N—S-Linien der sekundäre.

Von 9 der 14 als tätig zu bezeichnenden (Solfatarentätigkeit, bekannt gewordene Ausbrüche) Vulkane sind Eruptionen bekannt. Durch alle Jahrhunderte hin zeigte der Lobetobi Laki-Laki die stärkste Aktivität.

Daß man bei Beurteilung des Aktivitätsstadiums, in dem sich ein Vulkan oder eine Vulkangruppe befindet, im Indischen Archipel sehr vorsichtig sein muß, lehrte die Eruption von Paloewéh im August 1928.

Es wird stets deutlicher, daß das Effusivstadium im Vulkanismus des Archipels noch immer eine große Rolle spielt. Auf Flores sind Lavaergüsse aus den Gipfelkratern oder Spalteneruptionen auf den Flanken nicht selten, und Propfenbildung in Gipfelkratern, sowie ausschließlich durch Lavaergüsse gebildete Gipfelkegel kommen ebenfalls vor.

Die „Tafelberge, die Kleinformen des Vulkanismus“, bestehen in der Hauptsache aus losen Auswürflingen. Die Umformung echter trichterförmiger Explosionskrater mit kleinem zu kegelförmigen mit breitem Kraterboden ist jedoch auf Konsolidation des Zentralteils dieser Vulkane (durch Lavaeinschmelzung oder Lavakittung) zurückzuführen; nur in einigermaßen verfestigten Teilen können zylinderförmige Krater ausgeschlossen werden oder nach dem Zurücksinken der Lavasäule stehen bleiben. Junge Lavaströme fehlen im Gebiet der Tafelberge, sind aber vorhanden in dem der jungen Kegelberge. In einem Fall (Wolo Boki in der Landschaft Ngada) hat man es auch mit Schildvulkanen zu tun.

Die petrographische Untersuchung einer großen Zahl Gesteinsproben (durch W. F. GISOLF, H. S. HORNEMAN und Verf.) aus den jung vulkanischen Gebirgen von Flores ergab im allgemeinen basaltischen Andesit mit anorthitreichen Feldspäten. Die allerjüngsten Auswürflinge scheinen sich den echten Basalten zu nähern. Nur ein Vulkan, der Keli Bara (Landschaft Endeh), besteht ganz aus basaltischen Gesteinen. Einige Vulkane in Westflores und der Vulkan Paloewéh förderten vorzugsweise Hornblendeandesite. Die Auswürflinge der Vulkane weisen auf ein gabbroides bis granodioritisches Magma im Untergrund hin; auch Sedimente, die vermutlich zum neogenen Deckgebirge gehören, finden sich unter ihnen.

F. Musper.

T. A. Jaggar: Volcano research of the United States Geological Survey. (J. Washington Ac. of Sci. 18. 1928. 512—515.)

Berichtet über die Verfolgung vulkanologischer Vorgänge 1926—1928 auf den Hawaiischen Inseln, am Lassen Peak in Kalifornien und in Alaska, wie über die Aufstellung magnetischer und seismographischer Instrumente an verschiedenen Orten. Angaben über einige Ausbrüche auf den Aleuten und über Vorarbeiten für eine eingehende Untersuchung dieser Inselreihe vom vulkanologischen Standpunkte aus.

Erich Kaiser;

K. K. Landes: Volcanic ash in Kansas. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 931—940.)

Die schon seit ca. 45 Jahren bekannten, aber wenig studierten Ablagerungen von vulkanischer Asche wurden durchforscht. Es gibt zwei Hauptaschenlager, das eine von tertiärem (spätmiocänem bis pliocänem), das andere von diluvialen Alter. Die Asche besteht zu etwa 90 % aus glasiger Substanz, zu 10 % aus Körnern von Mikroklin und Quarz. In der tertiären Asche sind die Feldspäte etwas kaolinisiert. Die Korngrößen sind recht verschieden. Die Mächtigkeit der Ablagerungen wechselt von wenigen Zoll bis zu 20 Fuß in Kansas und erreicht in Oklahoma sogar 80 Fuß. Die Struktur der Schichten deutet auf Windtransport. Eine Skizze erläutert die Verbreitung der Aschenablagerungen.

Die Vorgänge, die zum Absatz dieser Asche führten, setzt Verf. in Parallele zu denen bei der großen Katmai-Eruption des Jahres 1912 [hierbei wurde bekanntlich das 200 Meilen vom Vulkan entfernt gelegene Dorf Kodiak so stark mit Asche beschüttet, daß es geräumt werden mußte. Anm. d. Ref.]. Nach der ersten Ablagerung ist die Asche dann durch den Wind zusammengetrieben worden und z. T. durch die Flüsse wieder fortgeschafft.

Wenn man nach dem Ursprungsvulkan für diese ganz beträchtlichen Aschenmassen forscht, so legt die heutige Verbreitung der Asche eine Lage südwestlich von Kansas nahe. Event. könnte auch die Tatsache, daß südöstliche Winde heute in Kansas vorherrschend sind, die Auffassung bekräftigen. Als wahrscheinlichster Herkunftsort kommt die Vulkangruppe des Mount Capulin im nordöstlichen New Mexiko in Frage.

Curt Telchert.

W. H. Bucher: Cryptovolcanic regions. (Journ. Washington Ac. Sc. 18. 1928. 521—524.)

Verf. hat drei Gegenden, in Ohio, Kentucky und Tennessee, kartiert, die ihm Analogien zum Steinheimer Becken in der Schwäbischen Alb zu sein scheinen. Zwei Einwände sind gegen diese Auffassung erhoben worden:

1. ist das Innere der Vereinigten Staaten seit dem Cambrium frei von vulkanischer Tätigkeit gewesen,
2. wenn schon ein vulkanischer Ursprung zugegeben wird, so gäbe es keinen bekannten vulkanischen Prozeß, der die ermittelten Strukturen erklären könnte. Eine lakkolithische Struktur liegt nicht vor.

Gegen den ersten Einwand wird geltend gemacht, daß sich die Anzeichen dafür mehren, daß das Innere von Nordamerika doch nicht so ganz frei von vulkanischer Tätigkeit gewesen ist, jedoch hat es sich anscheinend stets um vulkanische Vorgänge gehandelt, deren Produkte anscheinend nicht die jeweilige Oberfläche erreicht haben.

Gegen den zweiten Einwand werden Beobachtungen von DU TOIT aus Südafrika angeführt.

So ergibt sich der Schluß, daß die beobachteten Oberflächenformen kryptovulkanische Strukturen abbilden, hervorgerufen durch vulkanische Pfropfen, die die Oberfläche nicht erreichten, jedoch Störungen dort hervorriefen. Heute ist auch das vulkanische Material durch Denudation zutage gekommen.

[Vgl. hierzu die Arbeit desselben Verf.'s: Über kryptovulkanische Erscheinungen in Ohio und Kentucky. *Eclogae geol. Helv.* 19. 1925, in der die Feldbeobachtungen näher beschrieben sind. Vgl. Ref. dies. Heft. 1927. II. B. 315. Anm. d. Ref.]

Curt Teichert.

N. E. A. Hinds: Maui Volcano, Hawaii. (*Bull. Geol. Soc. America.* 40. 1929. 173—174. Abstract.)

Einige interessante Mitteilungen über den Vulkan Maui, der von der Hauptinsel Hawai durch einen 30 Meilen breiten, 10 000 Fuß tiefen Meeresarm getrennt ist. Der Maui selbst besteht aus zwei Gipfeln, dazu gesellen sich die beiden Gipfel des Molokai und die Einzelberge Lanai und Kahoolawe. Die Altersbeziehungen der Kuppen konnten z. T. geklärt werden.

Curt Teichert.

J. E. Hoffmeister, H. S. Ladd and H. L. Alling: Falcon Island. (*Bull. Geol. Soc. America.* 40. 1929. 107. Abstract.)

Diese kleine zur Tonga-Gruppe gehörige Insel ist in historischer Zeit schon zweimal durch die Brandung zerstört worden und immer wieder durch vulkanische Tätigkeit aufgebaut, zuletzt im Oktober 1927. Da sie nur aus Aschen und Schlacken besteht und ihr Durchmesser nicht mehr als 2 Meilen beträgt, dürfte sie innerhalb weniger Jahre wieder verschwunden sein.

Curt Teichert.

Buddington, A. F.: Granite phacoliths and their contact zones in the northwest Adirondacks. (*Bull. Geol. Soc. America.* 40. 1929. 100—101. Abstract.)

F. R. Grout: Ages and differentiation series of batholiths near the Minnesota-Ontario boundary. (*Bull. Geol. Soc. America.* 40. 1929. 95. Abstract.)

Am Oberen See gibt es zwei laurentische, zwei algomische und eine Keewenawan-Batholithphase. Der Batholith jeder Phase wurde vergneist durch das Aufdringen des folgenden. Der letzte Batholith ist unverändert. Innerhalb ein und desselben Batholithen gibt es größere petrographische und chemische Unterschiede als zwischen den Batholithen der einzelnen Perioden.

Curt Teichert.

Geochemie (allgemeines).

Behrend, Fritz und Georg Berg: Chemische Geologie. (Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1927. 595 S. 61 Abb.) — Bespr. Cbl. Min. etc. 1929. B. 190—192.

Fersmann, A.: Sur la composition chimique de la terre et des météorites. (Compt. Rend. de l'Ac. de Sc. de l'URSS. 1928. 203. Russisch.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 293.

Tschirwinsky, Peter und W. Tscherkas: Warum ist es so schwer, an der Erdoberfläche kosmischen Staub nachzuweisen? (Cbl. Min. etc. 1929. A. 127—129.)

V. M. Goldschmidt: Die Naturgeschichte der Eisenfamilie. (Stahl u. Eisen. 49. 1929. 601—612.)

Nach einem kurzen Überblick über die heutigen Anschauungen der im periodischen System veranschaulichten Eigenschaften der Elemente werden die Mitglieder der Eisenfamilie besprochen: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni. Sie stehen sich untereinander nahe durch die Verwandtschaft des Atombaus. Dies bedingt gewisse, untereinander abgestufte ähnliche äußere Züge: z. B. chemisches Verhalten, Valenzzahlen, Ferromagnetismus, Eignung zu Katalysatoren. Die Eigenarten in den Bindungskräften der Atome der freien Metalle bedingen ihre überragende technische Bedeutung vor allem in den Legierungen. Die Technologie dieser Legierungen ist zum allergrößten Teil eine Technologie der Mischkristallbildung. Damit kommt Verf. auf das Gebiet, in dem wir ihm bahnbrechende Erkenntnisse verdanken, daß die Fähigkeit zur Mischkristallbildung auf der gegenseitigen Ähnlichkeit von Atombau und Atomdimensionen beruht. Ausführlich betrachtet er den Kristallbau der Metalle der Eisenfamilie und ihrer wichtigsten Legierungsarten und begründet hieraus die technischen Eigenarten und die technischen Verwertungsmöglichkeiten dieser wichtigsten Werkstoffe.

In einem zweiten Teile behandelt Verf. Menge und Verteilungsweise der Glieder der Eisenfamilie in der Erde, insbesondere in der Erdkruste. Die Gedankengänge sind dieselben und die Ausführungen schließen sich eng an die Darlegungen an, wie wir sie aus den grundlegenden geochemischen Forschungen des Verf.'s kennen. Aber auch hier blitzt hin und wieder ein neuer Gedanke auf, neue kühne und doch so überraschend einfache Beziehungen werden kurz gestreift oder ausführlich abgehandelt. So verfolgt Verf. das Schicksal der Eisenfamilie und ihrer Einzelglieder besonders durch den magmatischen und sedimentären Zyklus, in letzterem besonders die Rolle der Eisenmetalle als Sauerstoffträger und -übermittler betonend.

Der ganze Vortrag (gehalten auf dem Eisenhüttenstag 1929 in Düsseldorf) ist ein klassisches Musterbeispiel dafür, wie die atomphysikalische, kri-

stallstrukturelle und geochemische Betrachtungsweise nicht nur die lagerstättliche Stellung unserer „Kulturmetalle“, sondern auch ihre technische Verwendbarkeit erklären und begründen kann, ja sogar planmäßig in noch unbekannte Gebiete hinführen kann.

H. Schnelderhöhn.

J. Papish: New occurrences of germanium. II. The occurrence of germanium in silicate minerals. (Econ. Geol. 24. 1929. 470—480.)

In Weiterverfolgung früherer Arbeiten über das Vorkommen des Germaniums in natürlichen Mineralien [Ref. dies. Jb. 1929. II. 618] stellte Verf. Ge in folgenden Silikaten von gewissen Fundpunkten fest: Topas, Leucit, Pollux, Lepidolith, Muscovit, Phlogopit, Biotit, Fuchsit, Orthoklas, Mikroklin, Albit, Oligoklas, Andesin, Labrador, Bytownit, Anorthit, Turmalin, Andalusit, Cyanit, Sillimanit, Spodumen, Kunzit, Hiddenit, Diopsid, Augit, Aktinolith, Tremolit und Cordierit. Besonders in allen Feldspatarten der verschiedensten Fundpunkte wurde Ge festgestellt.

H. Schnelderhöhn.

V. Vernadskij (W. Vernadsky): Sur les éléments de terres rares dans les roches massives. (Compt. Rend. de l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1929. A. 34—37. Russisch.)

Verf. weist auf das Vorhandensein von seltenen Erden in den sauren Gesteinen hin und meint, daß die Chemiker und Petrographen dieselben meistens übersehen. — Besonders verbreitet sind in den granitischen Gesteinen Monazit und Orthit, die nicht zusammen vorkommen und wahrscheinlich verschiedene seltene Erden enthalten. Es wäre eine wichtige Aufgabe, die Gesteine auf seltene Erden zu prüfen und geochemisch die Verteilungsgesetze derselben zu bestimmen.

O. Schubnikowa.

A. von Antropoff und **M. von Stackelberg:** Die Häufigkeit der Elemente in der Erdkruste. (Atlas phys. u. anorg. Chem. 1929. 62.)

In Taf. 28 wird das Vorkommen der Elemente in der Erdkruste dargestellt, wobei die Mengenverhältnisse in Atomprozenten gewählt sind, weil für die Theorie der Materie das Zahlenverhältnis der Atome der Elemente von größerer Bedeutung ist als das Gewichtsverhältnis. Die schwarzen Kreisflächen stellen dabei Kugeln vor, deren Inhalte den atomaren Mengenverhältnissen entsprechen. In dieser Form und in gleichem Maßstab lassen sich aber nur die Mengen etwa der 20 häufigsten Elemente (von 60% bis 10^{-3} %) darstellen, weil die Kugelradien weiter verschwindend klein werden. Für die nächstselteneren Elemente (von 10^{-3} bis 10^{-7} Atomprozent) ist der Kugeldurchmesser um das 20fache vergrößert und nur als wagrechter Strich angegeben. Noch kleinere Werte sind fortgelassen.

In einem Maßstab, der ohne Beziehung zu dem der übrigen Elemente ist, sind die relativen Häufigkeiten der seltenen Elemente noch angegeben.

Die Angaben der atomaren Mengenverhältnisse entstammen einer umfangreichen Untersuchung von H. S. WASHINGTON (Journ. Franklin Inst.

190. 1920. 757), welcher dazu eine große Zahl von Analysen magmatischer Gesteine angeführt hat. Bezogen auf die Erdkruste bis 16 km Tiefe, bilden die magmatischen Gesteine 88 %, die Sedimente 5 % und das Wasser 7 %. Die Tafel gibt ein Bild von der Zusammensetzung der Erdkruste und zeigt, daß sie nur aus etwa einem Dutzend von vorzugsweise leichteren Elementen aufgebaut ist (O, Si, Al, Na, Ca, Mg usw.). Eine Tabelle der Häufigkeit wird auf S. 64 gegeben.

Bemerkenswert ist das äußerst geringe Vorkommen solcher Elemente, die im täglichen Leben eine sehr wichtige Rolle spielen, so vor allem der Nutzmehalle: Kupfer, Zink, Zinn, Gold usw. Wir sind also die Schlackenbewohner der Erde.

Die Ursache für das häufigere oder seltenere Vorkommen eines Elementes in der Erdkruste kann zweifacher Art sein: Die Seltenheit kann auf einer „wirklichen“ Seltenheit des Elementes im gesamten Erdkörper beruhen oder es kann sich auch um ein Element handeln, das im Erdkörper in großen Mengen vorkommt, jedoch infolge seines chemischen Verhaltens nur in geringer Menge in der Erdkruste vorhanden ist. Man kann von den Metallen sagen: Ein in der Erdkruste seltenes Metall ist wirklich selten, wenn es unedler ist als Eisen und daher hauptsächlich in der Erdkruste vorkommt. Das gilt z. B. für das Zink. Umgekehrt sind Platin und Gold nicht ganz so selten, wie es nach der Zusammensetzung der Erdkruste scheint, weil sie edler sind als Eisen und sich deshalb im Metallkern der Erde angereichert haben müssen.

In Taf. 29 wird die Häufigkeit der Elemente in der Erdkugel ähnlich dargestellt. Hier sind aber die Unsicherheiten größer. Annähernd die gleiche Zusammensetzung gilt wahrscheinlich auch für den ganzen Kosmos.

M. Henglein.

Klima und geologische Vorgänge

(besonders: arides Klima).

Knoch, K.: Die Klimafaktoren und Übersicht der Klimazonen der Erde. (In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. 2. Berlin 1929. 1—53.)

Schubert, J.: Das Klima der Bodenoberfläche und der unteren Luftschicht in Mitteleuropa. (Ebenda. 54—91.)

Wasmund, E.: Klimaschwankungen in jüngerer geologischer Zeit. (Ebenda. 92—139.)

Schellenberg, G.: Die Pollenanalyse, ein Hilfsmittel zum Nachweis der Klimaverhältnisse der jüngsten Vorzeit und des Alters der Humusablagerungen. Ebenda. 139—147.)

Redaktion der Zeitschrift „Caliche“ (Dir.: B. DIAZ OSSA). Condiciones atmosféricas imperantes en la Pampa Central de Antofagasta. („Caliche“. 10. 1929. 481—487.)

Das Klima, das die geologischen Vorgänge in der extremsten heutigen Wüste beherrscht, ist noch längst nicht genau genug bekannt. Einige will-

kommene Unterlagen liefern die Messungen, die auf dem Salpeterwerk Celia im Hinterlande von Antofagasta, gar nicht weit von dem geologisch bekannteren Caracoles, durchgeführt wurden (Meereshöhe 1371 m, Länge 69° 46' W, Breite 239,7' S). Besonders bemerkenswert sind die großen Tagesamplituden, sowohl der Temperatur, wie der relativen Feuchtigkeit (18° durchschnittliche Tagesamplitude der Temperatur, 30 % Schwankung der rel. Feuchtigkeit). Der größte absolute Feuchtigkeitsgehalt der Luft stellt sich mittags ein, wenn Seewind weht, der geringste in den ersten Vormittagsstunden bei Kordillerenwind. Die relative Feuchtigkeit ist nachts am größten. Die jahreszeitlichen Unterschiede ergeben sich aus folgender Tabelle, die nach klimatischen (nicht kalendarischen) Jahreszeiten geordnet ist:

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
	26/27	27	27	27	27/28	28
t (max.)	30°	27°	24°	27°	29°	29°
t (min.)	12°	10°	6,5°	7,5°	10°	11°
Rel. Feucht. (max.)	66 %	60 %	49 %	43 %	51 %	63 %
Rel. Feucht. (min.)	29 %	33 %	21 %	17 %	21 %	25 %

Die für Wochendurchschnitte gezeichneten Diagramme zeigen die Parallelität der (täglichen) Temperaturkurven und der Kurven des absoluten Feuchtigkeitsgehaltes der Luft und das starke Zurückbleiben letzterer Kurven hinter denjenigen, die den jeweils möglichen maximalen Feuchtigkeitsgehalt darstellen. Die Kurven der relativen Feuchtigkeit verlaufen deutlich invers, sind aber etwas komplizierter gebaut infolge des hinzukommenden Einflusses der Winde; auch kann sich ein Einfluß der Mondphasen bemerkbar machen.

Wetzol.

Knoche, W.: Jahres-, Januar- und Juli-Niederschlagskarte der Republik Chile. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1929. 208—216. 3 Taf.)

Jaeger, F.: Die Gewässer Afrikas, insbesondere ihre vom Klima bestimmten Eigenschaften. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin. Jubiläumssonderband 1928. 158—190.)

— Probleme der klimatischen Grenzen in Afrika. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1929. 321—329.)

P. Dr. Robert Koepfel, S. J. Palästina. Die Landschaft in Karten und Bildern. (Tübingen, Verlag von I. C. B. Mohr [Paul Siebeck]. 1930. 150 Photographien, 34 Zeichn., 34 Karten, 175 S. In Ganzleinen geb. RM. 18.—.)

Dieses Buch bietet im Anschluß an das nur recht kurz in dies. Jb. 1926. II. B. 2 besprochene Buch von G. DALMAN, „Hundert deutsche Fliegerbilder aus Palästina“ nun, wie Verf. sagt, eine „Landschaftskunde“ („Landschaftsatlas“) Palästinas als Vorarbeit für eine modern-wissenschaftliche geographische Beschreibung Palästinas. Dieser Vorarbeit entsprechend fehlt noch die straffe Gliederung und der Zusammenhang zwischen den einzelnen Bildern aus den verschiedenen dargestellten Landschaften.

Wer aber mit einigermaßen geübtem Auge die hier gegebenen Bilder ansieht, der kann daraus sehr viel in bezug auf die Formen nicht nur in dem Trockengebiete Palästinas und Syriens erfahren, sondern kann darüber hinaus mancherlei lernen in bezug auf Verwitterung, Abtrag und Sedimentation in den heutigen Trockengebieten. Leider verwertet der nach vielen Einzelangaben gut geschulte Verf. die Bilder nach dieser Richtung hin nicht. Das Buch reizt dazu, den Bildern eine ganz andere Erklärung zu geben. An anderen Stellen sind die Angaben, wie z. B. über die eigenartigen kleinstufenförmig ausgebildeten Hänge, die wir von den Fliegeraufnahmen der Bayerischen Fliegertruppe während des Weltkrieges aus der DALMAN'schen Veröffentlichung kennen, ganz vortrefflich, so daß wir daraus nur lernen können.

Trotz der hervorgehobenen Beanstandungen kann ich dies Buch, im Zusammenhange mit dem von DALMAN, allen denen nur dringend empfehlen, welche im Unterrichte den geologischen Vorgängen im ariden Klima Aufmerksamkeit schenken. Aber auch jedweder, der irgendwo die Vorgänge und die Morphologie in ariden Klimazonen studieren will, muß dies Buch vergleichsweise zur Hand nehmen.

Das Buch enthält Angaben darüber, woher die einzelnen Lichtbilder zu beziehen sind.

Erich Kaiser.

Amerlean Geographical Society: Millionth Map of Hispanic America; S. F. 19, Iquique, publ. under the patronage of F. C. WALCOTT, S. G. 19, Atacama, publ. under the patr. of J. GREENOUGH, 1927.

Ein Kartenwerk beginnt zu erscheinen, das auch von geologischen Kreisen begrüßt werden dürfte. Die beiden ersterschiedenen Blätter, welche die Nordchilenische Wüste, das angrenzende hochandine Gebiet einerseits und einen beträchtlichen Streifen Ozean andererseits darstellen, erscheinen als Wagnis insofern, als eine Höhenschichtenkarte in einem mindestens sehr ungleichmäßig bekannten Gebiet gegeben wird (erfreulicherweise unter genauer Kennzeichnung der Unterlagen). Verschieden große Höhenstufen wurden ausgeschieden, die kleinste, 100 m, für geringe Erhebungen über dem Meer, die größte, 1000 m, für die größeren Meerestiefen. Natürlich muß diese Darstellung stark generalisieren, wie der Vergleich mit den offiziellen chilenischen Spezialkarten lehrt. Andererseits sind aber viele Dinge geographisch richtiger zur Darstellung gekommen, und dieser Umstand empfiehlt die Benutzung der Karten zumal für morphologische Studien. Durch geschickte Farbenwahl hebt sich die Meeresküste mit ihren meist nur ganz schmalen Terrassen heraus. Aus dem ganz flächenhaft wirkenden andinen Hochlande treten die einzelnen Gebirgsketten nur wenig hervor als Elemente von zurücktretender Flächenbeanspruchung. Stärker fallen schon die einzelnen vulkanischen Aufschüttungen ins Auge, da sie, meist mit der Höhenkurve 5000 (auch wohl schon mit 4500) beginnend, eine besondere dunkelrotbraune Farbe tragen. Andererseits heben sich im küstennahen Ozean die Tiefseeegräben (Richards- und Krümmel-Tiefe) ab, so daß man die Strecke von 330 km abgreifen kann, innerhalb welcher die maximale Niveaudifferenz von $14\frac{1}{2}$ km auftritt. Fast zu aufdringlich treten die „Salare“ hervor, die Flächen, welche aus \pm ebenen

Salzablagerungen und eventuellen Restseen bestehen. Bezeichnenderweise sind sie viel häufiger und ausgedehnter in der hochandinen Region als im westlich vorgelagerten extremen Wüstenstreifen. Man erkennt, daß diese Bildungen wenigstens z. T. zwischen Kränzen vulkanischer Aufschüttungen entstanden sind, und daß bei anderen tektonische Vorbildung wahrscheinlich ist. Die selteneren und kleineren Salare der Salpeterwüste liegen meist im (tektonischen) Chilenischen Längstale und sind keine eigentlichen ariden Wannenbildungen.

Wetzel.

H. Mortensen: Über den Abfluß in abflußlosen Gebieten. (Die Naturwissenschaften. 17. Berlin 1929. 245—251.)

Der Gedanke, daß in ariden Gebieten der Abfluß in offenen Rinnen der hohen Verdunstung des Gebietes entzogen sein kann, und daß der Loa als ein die Wüste durchströmender, perennierender Fluß sich den Gesetzen des betreffenden Gebietes [wie Ref. sagt, als Fremdling] entzieht, kann auch auf andere aride Gebiete übertragen werden. Wie der Loa, so ist u. a. auch die Wassermasse des Oranje in seinem Unterlaufe der hohen Verdunstung des Gebietes großenteils entzogen. Es ist sehr gut, daß auf diese Bedeutung der perennierenden Ströme im ariden Klima hingewiesen wird.

Der Westteil der Puna de Atacama, d. h. das Gebiet der Kordillere Domeyko und die Ebene östlich von ihr, zeigt trotz höherer Aridität eine größere Anzahl perennierender Quellen, deren Wasser auf die Niederschläge der Umgebung zurückzuführen ist.

Die Abflußverhältnisse können nicht als Maßstab für die Physiognomie einer Landschaft benutzt werden.

Abfluß wie Quellbildung hängen davon ab, ob die Niederschläge der Verdunstung schnell genug entzogen werden.

Erlieh Kaiser.

Rüger, L.: Die sog. trockene Abtragung (subaerische Massenbewegungen).

(In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. 1. Berlin 1929. 309—320.)

Ellot Blackwelder: Mudflow as a Geologic Agent in Semiarid Mountains. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 465—484. Mit 7 Photogr.)

Verf. beschreibt zunächst einige charakteristische, von ihm selbst studierte Schlammströme in den Staaten Utah und Nevada, die er mit guten Photographien belegt. Er geht von dem Standpunkt aus, daß dieser Art von geologischer Tätigkeit bisher zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde und sie insonderheit auch in den Lehrbüchern sehr kurz abgetan werde. Dies dürfte für unsere deutschen Verhältnisse nicht ganz zutreffen, da wohl bei uns den Schlammstromerscheinungen und damit zusammenhängenden Erscheinungen ein ausreichender Raum im Lehrbetrieb eingeräumt wird. So kann an dieser Stelle die an sich sehr wertvolle und interessante Arbeit kürzer behandelt werden.

Nach dem kurzen speziellen Teil behandelt Verf. ausführlicher die allgemeine Charakteristik der Schlammströme und ihre Bildungsbedingungen, unter starker Berücksichtigung der Beobachtungen von RICKMERS in Turkestan.

Als günstige Bedingungen für Schlammstrombildung werden schließlich folgende Umstände festgestellt:

1. Unverfestigtes Material, das schlüpferig wird, wenn es naß wird;
2. genügend steile Böschung, um die Masse in Fluß zu bringen;
3. überschüssiges Wasser;
4. ungenügende Bodenbedeckung durch Waldbestand.

Auch in Trockengebieten treten die Schlammströme auf, und zwar bei außergewöhnlichen Regenfällen oder bei Schneeschmelze. Sehr günstig für Schlammstromentwicklung sind Gebiete mit loser vulkanischer Asche.

In älteren Formationen finden sich solche Schlammstromablagerungen höchstwahrscheinlich im Pliocän von Arizona (Gila conglomerate), im unteren Teil des Newark (Obertrias) in New Jersey und New England, vielleicht im Wasatch-Konglomerat (Untereocän) im westlichen Utah und wahrscheinlich häufig in den Tertiärablagerungen Asiens und anderer Kontinente. Aus dem geologischen Befund scheint hervorzugehen, daß diese Schlammströme gerade besonders mächtige Sedimente in trockenen Gebieten bilden können. Das Resultat dieser Sedimentation deckt sich im wesentlichen mit dem, was LAWSON als „Fanglomerat“ bezeichnet hat.

In einem Anhang gibt J. T. SINGEWALD Schilderungen großer Schlammströme in Colorado, Argentinien und Peru. **Curt Teichert.**

Blanck, E.: Die physikalische Verwitterung. (In: Handb. d. Bodenlehre. 2. Berlin 1929. 162—191.)

H. Mortensen: Die Wüstenböden. (In: E. BLANCK, Handb. d. Bodenlehre. 3. Berlin 1930. 437—490. 15 Abb.)

Verf. hat mit großer Sorgfalt hier eine Menge von Angaben über die physikalischen und chemischen Vorgänge an der Oberfläche der Wüsten vornehmlich aus der deutschen Literatur zusammengetragen. An manchen Stellen vermißt man sehr ein Eingehen auf die für die erörterten Fragen nicht unwichtige, fremdsprachige Literatur, wie z. B. auf Werke von F. W. CLARKE, E. W. HILGARD, HUME, WIDTSON, GLINKA, FERSMANN wie von anderen englischen und russischen Autoren, dann auf die daraus entnommenen Angaben bei H. STREMMER (Grundzüge der praktischen Bodenkunde, Berlin 1926) usw., um nur einiges anzuführen. Im Vordergrund der Ausführungen stehen bei der Darstellung der chemischen Vorgänge die allgemeineren Angaben von J. WALTHER, für die ägyptischen Wüsten die Arbeiten von BLANCK-PASSARGE, für die chilenischen Wüsten die Darlegungen von MORTENSEN und WETZEL, für die südwestafrikanische Wüste die Angaben von KAISER, BEETZ und STORZ, einige andere angeführte Autoren hier übergehend. Sehr wichtig ist es, wenn Verfasser sagt, daß die bisherigen, meist nur aus einem bestimmten Wüstengebiet erlangten Forschungsergebnisse nur zu sehr auf andere Wüstengebiete übertragen oder auf sie angewandt worden sind. Demselben Fehler verfällt aber — selbstverständlich — Verfasser ebenfalls. Wir sind insbesondere nach der chemischen Richtung hin noch ganz weit davon entfernt, nach dem Muster der Klimabodenlehre nun Zusammenfassungen

über die chemischen Vorgänge in den sicher chemisch ganz verschiedenartig sich verhaltenden Wüsten auf der heutigen Erdoberfläche zu geben.

Der Hauptübelstand liegt, wie uns wiederum diese innerhalb seines Rahmens im ganzen recht gute Übersicht von MORTENSEN lehrt, darin, daß das bis jetzt nach der chemischen Richtung hin untersuchte Material viel zu ungleichwertig ist, daß viel zu sehr die für die durchreisten Gebiete auffallenden oder ungewöhnlich erscheinenden Bildungen aufgesammelt, untersucht und beurteilt worden sind, während die für die einzelne Wüste normalen Erscheinungen im Sinne der „Bodenlehre“ kaum eine eingehende Behandlung erfahren haben. Referent hat dies vor kurzem (Chemie der Erde. 4. Jena 1929. 296) ganz besonders betont und kann sich selbst von diesem Fehler nicht freisprechen. Aber ehe wir nicht ein die angedeuteten Fehler ausgleichendes Material zur Hand haben, krankt jede zusammenfassende Darstellung über die chemischen Vorgänge in der Wüste. Wenn Ref. hier dies wiederum betont, so will er damit H. MORTENSEN keinen Vorwurf machen, sondern dazu anregen, daß man diesen systematischen Untersuchungen des „Bodenprofils“ und der Feststellung von „Boden“horizonten auch in den Wüsten größere Beachtung als bisher schenkt, wozu in den Arbeiten der russischen und z. T. auch der nordamerikanischen Bodenkundler und Geologen mancherlei Vorarbeiten vorliegen.

Wenn Ref. die Zusammenfassung über die Wüstenböden für das BLANCKsche Handbuch geschrieben hätte, so würde sie nach mehreren Richtungen anders aussehen. Ref. könnte an manchen Stellen Einwände dagegen erheben, wie seine Untersuchungen ausgewertet wurden, könnte auch dagegen Einsprüche erheben, wie die Untersuchungen anderer verwertet werden, wie manche für die Geologie der oberflächennahen Schichten der Wüsten wichtige Frage außer acht gelassen wird. Aber trotz dieser und anderer Beanstandungen muß Ref., der bei anderen Arbeiten des Verf.'s scharfe Kritik geübt hat, diese Zusammenstellung als eine sehr wertvolle Bereicherung der Literatur über die Wüsten voll anerkennen.

Aber zum Schluß doch noch zwei Fragen: Was ist denn überhaupt ein „Boden“ in der Wüste? Können und dürfen wir überhaupt einen für ganz andere Klimagebiete geprägten Begriff so ohne weiteres auf die Wüsten übertragen? Man merkt es der Zusammenfassung immer wieder an, daß Verf. selbst seine Zweifel hat.

Erich Kaiser.

Percy A. Wagner: The Platinum Deposits and Mines of South Africa. (With a chapter on the mineragraphy and spectography of the sulfidic platinum ores of the Bushveld Complex by H. SCHNEIDERHÖHN.) (38 Taf. 37 Abb. 326 S. Preis 21 sh. Oliver and.Boyd, Edinburgh and London, 1929.)

Dieses an anderer Stelle ausführlicher besprochene Werk (vgl. CBI. Min. etc. 1930. A. 205—207) sei aus folgenden Gründen auch hier erwähnt:

Die Oxydationszone der Pt-Lagerstätten Transvaals greift weit unter den heutigen Grundwasserspiegel hinunter. Hieraus wie auch aus anderen Gründen ist auf ein heute feuchteres Klima gegenüber der Vergangenheit

zu schließen. [Das ist auch nach Ansicht des Ref. richtig, widerspricht aber manchen anderen Angaben, die dahin gehen, daß wir heute mit einer größeren Aridität als in kurz verflorbenen Zeiten zu rechnen hätten. Ref.]

Verf. weist weiter darauf hin, daß eine sekundäre Verlagerung selbst der Pt-Werte in jüngster Zeit stattgefunden habe, so daß in der Oxydationszone der Pt-Lagerstätte eine Verarmung an Pt und eine Anreicherung von Pt im Untergrunde zu bemerken sei, die sich vornehmlich an Klüftungszone zeige, an denen die sekundäre Pt-Anreicherung tiefer in den Untergrund fortgreife, als in dem hangenden Teile der Oxydationszone. Verf. greift zur Erklärung einen ihm gesprächsweise bei Besprechung dieser sekundären Teufenunterschiede vom Ref. nahegelegten Gedanken auf, daß unter ariden Klimaverhältnissen wegen der NaCl-reicheren Verwitterungslösungen eine leichtere Umsetzung der Pt-Werte stattgefunden haben könnte.

Das Werk enthält weiterhin vielfache Analysen und Angaben über die Verwitterung an dem Ausstriche der Pt-Lagerstätten. **Erich Kaiser.**

G. Linck: Die Schutzrinden. (In: E. BLANCK, Handb. d. Bodenlehre. 3. Berlin 1930. 490—505.)

Verf., der sich bekanntlich schon mehrfach (vgl. u. a. Ref. dies. Jb. 1929. II. 417) eingehend mit der Frage der „Schutzrinden“ (besser, wie Verf. sagt, „Wüstenrinden“ zu benennen) beschäftigt, gibt zunächst einen eingehenden, vielseitigen Überblick über die darüber vorliegende Literatur, sowohl nach der rein beschreibenden, wie nach der genetischen Richtung hin. Er faßt seine Ausführungen dahin zusammen, „daß sämtliche Schutzrinden, sowohl in den nur periodisch trockenen Tropen als auch die in den eigentlichen tropischen Wüsten eine ähnliche Zusammensetzung, nämlich die eines braunen Glaskopfs mit wechselnden Mengen von Mangan und wechselnden Nebenbestandteilen, besitzen“. Deshalb sollen sie eine ähnliche Entstehung haben, in ariden Gebieten viel langsamer wachsen und der Zerstörung schwerer anheimfallen als in den nur periodisch trockenen Tropen. [Die zweifellos vorhandenen reinen SiO_2 -Rinden werden hier, wie überhaupt in der Literatur, recht wenig beachtet. Ref.] Der Absatz der Rinden erfolge in kolloidal amorpher Form. „Ältere Rinden dürften kristalloid und damit widerstandsfähiger geworden sein.“

Die Bestandteile der Rinden entstammen größtenteils dem unterliegenden Gestein, könnten aber auch von außen zugeführt sein. Daß sich diese Rinden in erster Linie in Trockengebieten finden, hängt mit der Wasserbewegung und mit der Richtung des Transportes der durch Verwitterung entstehenden Lösungen und Sole zusammen. Jedenfalls ist die Rindenbildung im wesentlichen durch Verwitterungsvorgänge bedingt.

Die Ausfällung von Mangan und Eisen aus ihren Lösungen könne man auf die Wirkung der sich im Wüstenboden bildenden Carbonate, der Alkalien und alkalischen Erden oder auf die Wirkung der basischen Bestandteile der Atmosphären zurückführen. Die Ausflockung der Sole mag zurückzuführen sein einerseits auf die eben erwähnten Salze und auf die Wärme.

Wenn nun nach den Angaben von G. v. ZAHN (vgl. folgendes Referat) und Verf. nun auch ähnliche Rinden in der Gletscherregion auftreten, so sollen auch dort zeitweise aride Bedingungen für die Rindenbildung verantwortlich sein. [Sollte man diese Erscheinungen nicht ebenso wie die Rindenbildungen an freistehenden Sandsteinfelsen und an Bauwerken aus der Betrachtung klimatischer Einflüsse herausnehmen und als edaphisch durch die Wasserbewegung im Gestein im Sinne der Darlegungen des Ref. besser erklären?]

Zweifellos enthält diese vielseitige Zusammenstellung des Verf.'s vielerlei Anregungen für weitere Forschungen.

Erich Kaiser.

G. W. von Zahn: Wüstenrinden am Rande der Gletscher. (Chemie der Erde. 4. 1929. 145—156. 1 Abb. im Text.)

Gesteinsrinden, die in ihrer Beschaffenheit den bekannten Rinden mancher Wüstengesteine gleichen, teilweise sogar deren lackartige Oberfläche aufweisen, fanden sich in Gletschnähe an verschiedenen Stellen der Alpen, so am Gepatschgletscher (Ötztal), am Roseg- und Morteratschgletscher (Bernina), am Laquingletscher (Wallis) und an verschiedenen Stellen in den Tauern.

Träger der Rinden sind Granite und kristalline Schiefer. Die mineralogische Untersuchung der Rinden ergab, daß sie einem braunen Glaskopf entsprechen (siehe LINCK; Ref. dies. Jb. 1929. II. 417).

Durch Betrachtungen und Untersuchungen klimatologischer Natur wird festgestellt, daß die Faktoren, die in Wüstengebieten zur Bildung von Gesteinsrinden führen (kräftige Verdunstung, hervorgerufen durch starke Erhitzung und große Lufttrockenheit), auch in Gletschnähe wirksam sind, ja, daß hier, trotz hoher Niederschläge, das Klima zeitweise von aridem Charakter ist.

Die Rolle des die Rinden in der Wüste polierenden Staubgebälges übernimmt im Hochgebirge das Gebälge des treibenden trockenen Schnees.

Calsow.

Bryan, Kirk: Date of channel trenching (arroyo cutting) in the Arid Southwest. (Sci., N. S. 62. 1925. 338—344.)

Kirk Bryan: Change in plant associations by change in ground water level. (Ecology. 9. 1928. 474—478.)

Verf. weist auf die Änderungen der Vegetation bei vertieftem Grundwasserspiegel hin. Diese Vegetationsänderung zeigt sich hauptsächlich im Gefolge der Vertiefung benachbarter Erosionseinschnitte. So kann bei tieferem Einschneiden der Flüsse die Vegetation einem trockeneren Klima entsprechen. Die Tiefenerosion kann aber auch dadurch bedingt sein, daß eine zu große Menge von Haustieren das Gebiet abgrasen, womit [ganz entsprechend manchen südafrikanischen Beispielen. Ref.] nun eine lebhafte Erosion einsetzt, so daß durch menschliche Einwirkung der Grundwasserspiegel abgesenkt wird und nun eine andere Flora das betr. Gebiet kennzeichnet, und Umwandlungen zu einem trockeneren Klima angezeigt werden. [Verf. drückt dies nicht so scharf aus, wie es Ref. aus seinen südafrikanischen Erfahrungen

noch viel schärfer fassen möchte. Senkung des Grundwasserspiegels infolge zu starker Ausnützung desselben (was man in Südafrika „Überstockung“ nennt) ist nur zu häufig zu beobachten. Änderung der Vegetation ist damit leicht erklärt. Ref.]

Erlch Kaiser.

Bryan, Kirk: Origin of rock tanks and charcos. (Am. Journ. of Sci., ser. 4. 50. 1920. 188—206.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 263.

Bourcart, J. et V. Malycheff: Premiers résultats de recherches sur les sables du Sahara. (Bull. soc. géol. France. Ser. 4. 26. 1926. 191—208.)

Ross, Clarence S.: Sedimentary analcite. (The Amer. Miner. 13. 1928. 195—197.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 356.

Mackie, W.: The apatites in Sedimentary Rocks as Indicators of the Amount of Atmospheric Carbonic Acid in the Periods of Deposit. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. XVII. 1926. 407—421.)

Erlch Kaiser: Die junge terrestre Sedimentation in Süd- und Südwestafrika. (Zs. prakt. Geol. 37. 1929. 116—124.)

Auf verhältnismäßig kleinem Raum lassen die Trockengebiete Süd- und Südwestafrikas dicht nebeneinander die Unterschiede terrestrer Sedimentation unter abweichenden klimatischen und physiographischen Verhältnissen studieren. Die terrestre Sedimentation kann trotz gleichen Klimas, das für Abtragung und Transport hauptsächlich Bedeutung hat, wesentliche Veränderung infolge der physiographischen Verhältnisse zeigen. Schuttbewegung und terrestre Sedimentation im Vorlande können durch den Untergrund, dessen Zusammensetzung und Lagerung, sowie durch die Wasserführung nahe der Oberfläche Veränderungen erfahren, so daß die Neubildungen Eigenschaften besitzen, die nicht nur durch das Klima aufgeprägt werden können. Verf. überträgt die in seinem Werke „Diamantenwüste“ gemachten Schlußfolgerungen auf ihm bekannte andere Gebiete außerhalb der Wüste, ergänzt durch neuere Beobachtungen.

A. Abtragungs- und Umlagerungsvorgänge.

Der fluviatile Transport perennierender Flüsse wird ausführlich geschildert. Er zeigt mancherlei Unterschiede gegenüber dem fluviatilen Abtransport in humiden Gebieten und wird für das Trockengebiet Südafrikas nur zu leicht vernachlässigt. Die den Steilabfall widersinnig durchbrechenden Flüsse entwickeln nach einer Strecke intensivster Sedimentation vor dem Absturz später wieder eine intensive Abtragung und nach Austritt aus den oft cañonartigen Tälern erneute Sedimentation. Auf der Hochfläche versiegende Flüsse, wie der Okavango, führen in das Versickerungsgebiet sandige bis feinstaubige Sedimente ein. Letztere sind nicht nur staubige Verwitterungsprodukte, sondern aus anderen Teilen äolisch zugeführt.

Durch den fluvioariden Transport periodisch oder episodisch fließender Flüsse (katastrophale Niederschläge) sind besondere Sedimentationsbedingungen gegeben. Die Ausräumung ist ganz verschieden, je nachdem sie auf der Hochfläche, in intermontanen Becken, am Steilabhang der südafrikanischen Hochfläche oder innerhalb der eigentlichen Wüste sich

abspielt. Es kommt zu einer Eindeckung der Senken, der intermontanen Becken, aber auch der weiten „Piedmontflächen“ vor den Steilabfällen.

Der trockene Massentransport spielt im ariden Klima eine ganz besondere Rolle und ist abhängig von der Menge des Lockermaterials, wozu in erster Linie die physikalische und untergeordnet die chemische Verwitterung beitragen. Beide vollziehen sich langsam und kann es nur zu großen Aufschüttungen dort kommen, wo die Oberflächenformen lange Zeit konstant bleiben.

Äolischer Transport äußert sich zunächst in einer gewaltigen Deflation. Krustenbildungen halten die Entstaubung auf, bis die Korrasion diese Kruste zerschliffen hat. Ein ungleich gekörnter Schutt mit Gesteinsbrocken in einer feinkörnigen, sandig-staubigen Masse überzieht sich mit einem Deflationsrückstand (Panzerdecke oder Lesedecke), der einer weiteren Abtragung so lange Einhalt gebietet, bis er wieder zerstört ist. Die durch die Deflation abgehobenen Sandmassen werden zunächst innerhalb des vegetationsarmen Gebietes umgelagert, stranden und verlanden auch auf höheren Bergzügen. An andern Stellen wandern sie, bis die abnehmende Windstärke ein Ende bereitet und die anlandenden Wanderdünen und Sandwehen unter dem Einfluß der Niederschläge auseinanderfließen und durch Bewachsung festgelegt werden. Nicht nur die Wüste ist das Gebiet für das Wandern des Flugsandes. Viel Flugsand entsteht in der Namib durch die Anlandung von Meeressand an den Buchten. Innerhalb der Wüste bilden sich aus dem Zerfall der Gesteine neue Bahnen für das Wandern von Flugsand und in andern Teilen der Wüste aus den Anschwemmungen der versiegenden Flüsse und Ströme, wie in der Kalahari. Während die feinstaubigen Restprodukte rasch aus der Wüste abgeführt werden, machen die sandigen Bestandteile mannigfache Umlagerungen schon innerhalb des extrem-ariden Gebietes durch.

Das Meer beeinflußt die terrestrische Sedimentation. Die kalte Benguelastromung bedingt den ariden Charakter der Küstenzone. Die Verlandung schafft große Mengen von Sand zur Bildung von Wanderdünen und Sandwehen, die weit landeinwärts wandern. Ein Zeichen des Zusammenschlusses mariner Anlandung und rein terrestrischer bedingter Abtragung und Sedimentation ist das große Wanderdünenmeer zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund.

B. Neugebildete Sedimente.

Autochthoner Schutt besteht aus groben und feinen Verwitterungsprodukten des Untergrundgesteins. Als Fanglomerat werden die grobkörnigen bis großstückigen Ablagerungen ariden Klimas bezeichnet mit vielen beigemengten feineren, frischen Bestandteilen, zuweilen geschichtet, aber noch nicht nach Kornklassen getrennt, durch Schlammströme fluvio-ariden Abflusses, besonders im normal- und extrem-ariden Klima gebildet. In der Namib fehlen die großen Blöcke in den Endprodukten; eine Lesedecke eines feinkörnigen Deflationsrückstandes wird andererseits durch Korrasion und Deflation gebildet. Verf. hält einen andern Namen für diese stark umgewandelten Fanglomerate für angebracht. Die Faziesfolge für die Sedimentationsbecken arider Gebiete ist: Meist eluviale Schuttmassen — Fanglomerate —

Übergangsbildungen — Arkosen — Salzarkosen — Alplitite (Gesteinsmehle) — stellenweise Salzpelite — Salze. Wenn die Randgebirge des Sedimentationsbeckens im ariden Klima aus nichtkristallinen, etwa kalkigen Gesteinen bestehen, dann fehlen im Schutt, in den Fanglomeraten, Kalksandsteinen und Gesteinsmehlen die frischen Silikate.

Geröll- bzw. Konglomeratlager können sich schon in den Fanglomeraten einstellen. Durch Hinzutreten episodisch oder periodisch normaler Flußstätigkeit können auch normale Geröllbänke und -lager gebildet werden. Gerölllager können aber auch durch aus anderer Klimazone übergreifende Vorgänge, wie durch das Versiegen von Flüssen, gebildet werden.

Die Zusammensetzung des Flugsandes wechselt sehr nach dem Ursprungsgebiet; Feldspat ist weit verbreitet, ebenso ein Salzgehalt, auch Kalk. Flugstaub entsteht in allen Teilen des Trockengebiets und wandert weit darüber hinaus. Seine Zusammensetzung ist verschieden. Wo die chemische Verwitterung stärker hervortritt, besteht er mehr aus tonigen Restprodukten. Auch feiner Salzstaub wird mitgeführt, sowie hygroskopische Salze. Wo diese mit Mineralstaub abgesetzt werden, ziehen sie Feuchtigkeit aus der Luft an und kleben den Staub fest.

Unter den Verkrustungen wiegen Kalkkrusten vor, zeigen aber nur streckenweise edaphisch oder klimatisch bedingte geschlossene Decken. Kieselkrusten bilden sich stellenweise noch heute. Gipskrusten sind spärlicher und mehr an besondere Gesteine oder Wasseraustritte gebunden. Ausblühungen zeigen sich nach Regen auf verschiedenen Gesteinen. Jedes Salz scheint besondere Optima für die Verkrustung zu haben.

C. Terrestrische Umwandlungen der jungen Sedimente.

Schuttwanderung erfolgt schon durch den trockenen Massentransport, noch mehr durch Schichtfluten oder endlich durch periodischen Abfluß. Die Eindeckungsvorgänge führen zu einer rückwärts immer weiter in die Abtragungsgebiete aufsteigenden Eindeckung, zu einer in die rückliegenden Bergmassive immer stärker eingreifenden Extension der Sedimentation. Das Abtragungsgebiet wird allmählich zugedeckt. Die Berge versinken („ertrinken“) in ihrem eigenen oder dem aus der Nachbarschaft zugeführten Schutt.

Auf den neugebildeten, noch unbewachsenen Schuttmassen, mögen sie eluvial, deluvial, kolluvial oder proluvial sein, setzt immer wieder sofort nach der Ablagerung Deflation ein. Staub und Sand werden abtransportiert und der Deflationsrückstand überdeckt die Schuttmassen. Neue Sedimente gleicher Art wie die ausgeblasenen können aufgelagert werden. Windkanter treten erst auf, wenn stärkere sandbeladene Winde längere Zeit über diesen Deflationsrückstand hinweggestrichen sind.

D. Verbreitung der verschiedenen Neubildungen auf einem Profil von Lüderitzbucht nach Lourenço-Marquez.

Das Wüstengebiet der Namib kann in zwei oder drei Zonen getrennt werden: a) Die Wannennamib ist an der Küste, aber nur in dem trockensten und von den stärksten Winden überzogenen Gebiet entwickelt. b) Die Flächen-Namib liegt weiter landeinwärts, tritt aber südlich der Wannennamib und

nördlich von dem Wanderdünenmeer an die Küste heran. Vegetation deutet schon auf größere Feuchtigkeit. c) Das Wanderdünenmeer zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund.

Die innerafrikanische Hochfläche zeigt nahe dem westlichen Steilabfall, auch seitwärts zahlreiche einzelne Becken, in denen Sedimentation den Abtrag übersteigt. Weiter nach O auf der nach der Kalahari einfallenden Hochfläche sehen wir Gebiete gewaltiger Schichtfluten und nachfolgender starker Sedimentation. Weite Sandeindeckungen mit auf weite Strecken völlig einnivellierter Hochfläche. Fanglomerate, auch Sandschichtfluten von Bergmassiven ziehen in diese Sandfläche hinein. Deflationsrückstände täuschen Geröllager vor. Typen der Eindeckung des deutschen Buntsandsteins! Die großen flächenhaften episodischen Überflutungen von Ngami, Makarrikari-Becken usw. bringen wohl Unterbrechungen, bestärken uns aber nur in dem Vergleich mit dem deutschen Buntsandstein.

Der Ostabfall der innerafrikanischen Hochfläche führt in Gebiete humiden Charakters mit ausgesprochener Tiefenerosion, ständigem Abfluß und immer stärkerer Ausräumung.

M. Henglein.

Greenly, E. and F. S. Wallis: The Crigin of the Old Red Sandstone of Anglesey. (Proc. Liverpool Geol. Soc. 14. 1927. 343—350.)

E. B. Branton: Triassic-Jurassic „Red Beds“ of the Rocky Mountain Region. (J. of Geol. 35. 1927. 607—630.)

John B. Reeside, jr.: „Triassic-Jurassic Red Beds of the Rocky Mountain Region“: A Discussion. (Ibidem. 37. 1929. 47—63.)

E. B. Branton: „Triassic-Jurassic Red Beds of the Rocky Mountains Region“: A Reply. (Ibidem. 37. 1929. 64—75.)

Wenn es sich größtenteils nur um eine Streitfrage stratigraphischer Parallelisierung handelt, so muß doch an dieser Stelle auf diese Diskussion hingewiesen werden, weil sie wieder zeigt, wie man an den verschiedensten Stellen bei der Deutung rotgefärbter Sedimente (Vergleich: germanischer Buntsandstein) größte Schwierigkeiten hat und von der einen Seite marinen, von der anderen Seite terrestrer Ursprung annehmen möchte. Die Hauptschwierigkeit stratigraphischer Korrelation liegt wohl darin, daß die ebenflächige Oberfläche kreuzgeschichteter terrestrer Sandsteine dem einen Autor (REESIDE) leicht erklärbar scheint, dem anderen (BRANTON) aber Schwierigkeiten macht.

Erich Kalsar.

Blanckenhorn, M.: Der marine Ursprung des Toten Meeres und seiner Salze. (Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 81. 1929. H. 3/4. 81—93. Taf. III-IV.)

— Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 696.

— Kali im Toten Meer. (Palästina. Monatsschr. f. d. Erschließung Palästinas. 11. 1928. 496—499.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 246—247.

J. Frenguelli: Acerca del origen de los salares de la región de los desiertos de la Puna y de Atacama. (Anal. de la Soc. Argentina de Estudios Geogr. „Gaea“. 3. 1928. 167—186. 12 Textabb.)

Die heutigen Salzpflanzen des ariden Nordchile waren einst große Seengebiete. Deren Ablagerungen, kalkhaltige Kieselgure, lagen dem Verf. von 4 Fundstellen zur floristischen (diatomeenanalytischen) Untersuchung vor, nämlich 1. vom Salar von Ollague, 2. vom Salar von Atacama (Probe 1,5 m unter Terrain entnommen), 3. von Punta Negra und 4. aus dem Oberlauf-Becken des Rio Loa bei Calama. Im Fall 1 dürfte es sich um eine ehemalige Erweiterung des großen Salars von Uyuni (Bolivien) handeln, also um die Übergangzone der nordchilenischen Wüste in die bolivianische Hochsteppe. Besonders wichtig erscheint der vierte Fundpunkt, ein Schluchtprofil, das der Rio Loa bei Chorrillos, nordöstlich Calama, geschaffen hat, und zu dessen Verständnis die Geologie der ganzen Umgegend herangezogen wird, so wie sie Verf. nach einer noch nicht veröffentlichten Studie von LORAM sich vorstellt:

6. Kieselgur von Chorrillos über klastischen Beckenfüllungen	Diluvium
5. Basalt-Andesit-Ergüsse	
4. Syenit-Trachyt	Pliocän
3. Grano-Rhyolith	Obermiocän
2. Süßwasserkalk von Chiuchiu mit <i>Limnaea Meeki</i> , nach O übergehend in vulkanische Aschen und schließlich in Pechsteindecken des hochandinen Vulkans Paniri	Oligocän
1. Andesit	Eocän.

Das Profil von Chorrillos selbst zeigt nur den quartären Anteil dieses Gliederungsschemas, nämlich:

- c) Oberflächliche Kieselgurlagen, in nicht genauer bezeichneten mittleren Niveaulagen mit *Hydrobia coquimbana* und *Planorbis* sp.
- b) Kieselgurschichten in 5 m Tiefe unter Terrain, weniger diatomeenreich als c).
- a) Sande mit vielen vulkanischen Aschenbestandteilen.

Die Diatomeenlisten der 4 Fundpunkte, sowie der zwei verschiedenen Horizonte von Chorrillos-Calama werden gegliedert nach Süßwasserformen (s), euryhalinen bzw. indifferenten Formen (i) und Brackwasserformen (b). Dabei errechnen sich für Ollague (1) 35,9 % Süßwasserarten, für (2) 50 % indifferente neben 30 % brackischen Arten und für (3) 55 % Süßwasserarten neben 23,52 brackischen. Bei Calama (4) unterscheiden sich die beiden untersuchten Kieselgurhorizonte, wie folgt:

Horizont	Artenreichste biol. Gruppe	Häufigste Arten
c (oben)	52,78 % Süßwasserarten	<i>Hyalodiscus Schmidti</i> FR. (b) <i>Surirella chilensis</i> JAN. (b) <i>S. sella</i> HUST. (b)
b (unten)	36 % Brackwasserarten und ebensoviel indiff.	<i>S. sella</i> HUST. (b) <i>Denticula valida</i> GRUN. (i) <i>Achnanthes gibberula</i> GRUN. (i)

Schon dieser kurze Auszug aus des Verf.'s Tabellen verrät, daß die Statistik der Arthäufigkeiten zu einer anderen Beurteilung des Salzgehaltes führt, als der für die drei biologischen Gruppen errechnete prozentuale Artreichtum. So mag in Fall (2) das Wasser ebenso salzreich gewesen sein, wie im Fall (4b). Außerdem haben des Verf.'s Studien der Diatomeenfloren des ariden und subariden Afrikas und Südamerikas ergeben, daß überall sog. Salzwasserdiatomeen mit Süßwasserformen gemischt vorkommen, ohne daß von Salzwasser im eigentlichen Sinne gesprochen werden kann. Im Falle der nordchilenischen Kieselgure ist die Salinität im einzelnen wechselnd, immer aber nur sehr gering gewesen. Keinesfalls kann es sich dort um Gewässer gehandelt haben, die etwa Überreste eines pliocänen Meeres gewesen wären, schon weil unter den Diatomeen die Küstenformen des Pazifik fast völlig fehlen. Damit erledigt sich auch eine von LORAM ins Auge gefaßte Deutung eines Profiles, das gleichfalls nahe Calama, aber flußabwärts liegt, als einer Sedimentfolge ohne große Unterbrechungen. Im Schluchtprofil von Chintoraste fand LORAM zuunterst einen austernführenden Kalk, den er als das Hangende des lakustrischen Oligocäns von Chiuchiu, also als jungtertiäre marine Phase deutet (ob nicht aber die Austern doch jurassisch sind? — Ref.), die hangenden Kieselgure werden sodann ins untere Diluvium gestellt unter Annahme der Regression des Meeres etwa im Pliocän.

Nun kommt zwar die obenerwähnte häufige Diatomeenform *Hyalodiscus Schmidtii* nicht nur im oberen Kieselgur von (4) vor, sondern auch, wenn man ihn mit HUSTEDT's *Hyal. laevis* EHBG. identifiziert, in den von HUSTEDT beschriebenen lakustrischen Bildungen längs des Mittellaufes des Rio Loa, und auch dort in den oberen Lagen der von WETZEL aufgenommenen Kieselgurprofile. Rezent kommt dieselbe Diatomee aber im Ästuar des La Plata vor. Statt der Folgerung, daß das Loa-Becken sich letztlich in ein Ästuar verwandelt habe, worauf endlich die letzte Phase andiner Gebirgsbildung das ganze Gebiet um 1500—2500 m gehoben habe, nimmt Verf. lieber an, daß jener *Hyalodiscus* eine retrograde Migration von der Küste aus längs des Loa-Flusses in das Beckengebiet unternommen hat. Dort haben vorwiegend Flachwasserbedingungen geherrscht, mit einer starken Entwicklung der Lebensgemeinschaft der Schilfzone, in der epiphytische Diatomeen, wie besonders *Denticula valida* im unteren Kieselgur von (4), eine große Rolle spielten. Im Lauf der Zeit muß sich das Loa-Becken zu einem großen See erweitert haben. Da ferner die thermophilen Arten *Achnanthes gibberula* und *Denticula thermalis* den unteren Kieselgur von (4) auszeichnen, während im oberen Horizont einige kühleres Wasser liebende Formen auftreten, so waren die ausgedehnteren Wasserflächen der Spätzeit der lakustrischen Phase weniger stark durchwärmt als die engeren lakustrischen Bereiche der Frühzeit. Ein höheres als diluviales Alter ist nach dem gesamten Artbestand nicht annehmbar. Im Gegensatz zu HUSTEDT und WETZEL bevorzugt Verf. die Annahme postdiluvialen Alters wegen der Analogie mit argentinischen Kieselgurbildungen aus so junger Zeit. Damit wird die in den chilenischen Kieselgurprofilen sich dokumentierende Klimaänderung (kühler und feuchter zur Kieselgurzeit) ins Alluvium verlegt (während HUSTEDT und WETZEL dafür das Diluvium in Anspruch nehmen).

Wetzel.

O. F. Evans: Old beach markings in the western Wichita Mountains. (J. of Geol. 37. 1929. 76—82.)

Horizontale Einkerbungen in einem Granit sollen Strandmarken eines Salzsees oder Seearmes sein, der auf die Granite einwirkte, bevor die „Red Beds“ darauf abgelagert wurden.

Erich Kaiser.

H. Mortensen: Über Vorzeitbildungen und einige andere Fragen in der nordchilenischen Wüste. (Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 40. 1929. 202—239.)

Den Hauptinhalt der Arbeit bildet eine polemische Stellungnahme zu Ausführungen des Ref., besonders in WETZEL, Salzbildungen der chilenischen Wüste und in WETZEL, Geol. und geograph. Probleme des nördlichen Chile, worin des Verf.'s erste Wüstenarbeit „Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste“ vom erdgeschichtlichen Standpunkte aus angegriffen worden war.

Von allgemeinem Interesse ist zunächst des Verf.'s Definition einer „geographischen Morphologie“ = Untersuchung der heutigen Erdoberfläche unter Heranziehung der geologischen Geschichte, auch der jüngeren, nur mit Rücksicht auf deren Wichtigkeit für den heutigen Formenschatz. Wie wird nun jene Wichtigkeit oder Unwichtigkeit ermittelt? Man erfährt, daß der erdgeschichtliche Vorgang der Versalzung der extremen Wüste insofern nicht von Belang sei, als die charakteristische Konservativität ihrer Formen vom Grade der Versalzung unabhängig sei; das Landschaftsbild werde bestimmt durch den abgelagerten Schutt [in dem gewaltige Salzengen zementierend wirken — Ref.] und erhalte einen einheitlichen Stempel aufgedrückt durch einen Staubüberzug, bezw. durch die oberflächliche Hautbildung des Wüstenstaubes (die vom Ref. wiederum durch einen Salzgehalt erklärt wird). Indem dieser naheliegende Schluß nicht gezogen wird, und außerdem ein Unterschied konstruiert wird zwischen „Durchsalzung“ und „Verkrustung“ der ariden Sedimente, kommt Verf. zu der Anschauung, daß die Salzverkrustung in der „Kernwüste“ nur regional beschränkt sei. Geographisch wichtig sei aber die Allgegenwart des Staubes in dieser Wüste; alles Weitere solle man ruhig dem Geologen bezw. Bodenkundler überlassen, während der Geograph in seiner klimatisch-regionalen Denkweise der Bodenuntersuchung mit Hilfe des Mikroskopes nicht bedürfe.

Im einzelnen geht Verf. nun aber doch auf die erdgeschichtlichen und klimageschichtlichen Vorstellungen WETZEL's ein unter Anerkennung des Umstandes, daß hier allgemein wichtige Probleme zur Diskussion stehen. Freilich gelangt er dabei zu einer graduell von WETZEL verschiedenen Auffassung des Klimas und Landschaftscharakters der Gegend zur Diluvialzeit. In der hierauf bezüglichen Diskussion spielen 7 Beobachtungsgruppen und Deutungsversuche WETZEL's eine Rolle, nämlich 1. der diluviale Tausee des Loa-Tales, 2. die diluvialen Bildungen in der Mittelkordillere, 3. die Verteilung der Salze im Bereiche der Salpeterfelder und das Auftreten des Salpeters im besonderen, 4. die fossilen Vegetationsreste am Westfuße der Mittelkordillere, 5. die fossilen Vogelbrutplätze und andere Wirbeltierfunde in der Salpeterwüste, 6. der diluviale Grundwasser-Aufstau in der Toco-Wüste und 7. die

Wiederbelebung der Erosion in der westlichen Mittelkordillere. Die klimageschichtliche Bedeutung dieser Dinge wird mehr oder weniger herabgesetzt (wieweit den Untersuchungsmaterialien WETZEL's dabei wirklich Gerechtigkeit widerfährt, kann hier nicht im einzelnen erörtert werden — Ref.). Wesentlich erscheint dabei MORTENSEN's Auffassung von „Fremdlingseinflüssen“ in der vorzeitlichen Wüste, d. h. also nichtarider oder nicht extrem arider vorzeitlicher Fremdlingbildungen daselbst, womit z. B. obiger Punkt 6 erledigt wird.

So gelangt Verf. zu der These von der vorzeitlichen Konstanz des Wüstencharakters und meint, daß die unverkennbaren Formen des fließenden Wassers den heutigen Kräften (auch quantitativ!) entsprächen und im bisherigen Stile fortentwickelt würden. Selbst die größeren vorzeitig angelegten Entwässerungswege, nämlich die großen „rios secos“, sollen nicht eigentlich „tot“ sein.

Die klimatisch-regionale Denkweise verleitet den Verf. dazu, in den der „Kernwüste“ benachbarten „Mittelwüsten“ lebende Analoga zu dem vorzeitlichen Zustande der Kernwüste zu suchen (was sich aber schon im Hinblick auf die jüngsten tektonischen Veränderungen verbietet).

Zusammenfassend erkennt Verf. nach alledem nur eine regionale Einengung der Kernwüste während des Diluviums an. **Wetzels.**

H. Mortensen: Inselberglandschaften in Nordchile. (Zs. f. Geomorphologie. 4. 1929. 123—138. 1 Textabb.)

Verf. setzt sich hier mit dem Problem der Inselberglandschaft und besonders mit deren Deutung durch WAIBEL (Zs. d. Ges. f. Erdk. 1928) auseinander, um sich u. a. gegen WAIBEL's Vorwurf zu verteidigen, er habe den Begriff Inselberglandschaft nicht prägnant genug gefaßt.

Während WAIBEL semiarides Klima für eine wesentliche Entstehungsbedingung hält, wird nunmehr „ruckweise“ (alternierende) Entwässerung, bei verschiedenen, auch sehr extremen Ariditätsgraden, als wesentliche Bedingung angesehen.

Mithin seien Inselberglandschaften auch in der extremen nordchilenischen Wüste zu erwarten. Freilich wird zugegeben, daß die für Inselberglandschaften kennzeichnenden Pediments (Gebirgsfußebenen), die WAIBEL allerdings auch in Arizona schon weniger hervortretend fand als in den südafrikanischen Karras-Bergen, in der nordchilenischen Wüste nicht eigentlich sichtbar sind; aber sie sollen in zwar verhülltem Zustande die ihnen zukommende Rolle spielen, indem mitunter die Schuttebenen (Pampas) nur oberflächlich, d. h. aber in mindestens einer Mächtigkeit von einigen Metern, aus Schutt aufgebaut seien, während in subparallelem Oberflächenabstand das Anstehende anzutreffen sei. Nach dem Talinnern bzw. Beckenninnern zu stellen sich aber doch sehr große Schuttmächtigkeiten ein. (Auch die nordamerikanischen Pediments fand WAIBEL z. T. schutterfüllt, dort handelt es sich aber um Schuttdecken von nur 0,3—1,5 m.) In anderen Fällen sollen die Pediments durch tektonische Bewegungen ihren ursprünglichen Charakter verloren haben [hätten also als Vorzeitbildungen zu gelten — Ref.]. Schließlich sollen aber die flächenhaft ausgebreiteten Schuttmassen der chilenischen

Wüste selbst die Rolle von Pediments übernehmen können, da sie z. T. der flächenhaften Abtragung unterliegen, und ein Abtragungsniveau sich wie die Felsfußebenen „rückwärts in das Anstehende der Berge hineinarbeitet“. „Der einzige Unterschied zu einer richtigen Felsfußfläche ist dann nur der, daß das aufbauende Gestein nicht fester Fels, sondern aus früherer Zeit stammender Schutt ist.“

Somit glaubt sich Verf. im Einklange mit WAIBEL zu befinden, der ungeachtet einer gewissen Erweiterung der ursprünglichen Begriffsbestimmung von den Schuttebenen sagt, daß sie die einzelnen Inselberglandschaften trennen.

Dem Verf. erscheint unter den erzeugenden Kräften die Flächenabspülung wichtiger als die von WAIBEL bevorzugte Wandverwitterung.

Die überragende Rolle der Schuttanhäufung in der chilenischen Wüste wird durch die Feststellung anerkannt, daß es auch inselhafte Berge gäbe, „die im Pampaschutte ertrunken sind“. MORTENSEN's nordchilenische Inselberglandschaften sollen embryonalen Charakter haben (im Vergleich mit den afrikanischen), wobei aber kein erkennbarer Weg von solchem Embryonalstadium zum Endstadium führe, wenigstens nicht unter konstant semiariden bis extrem ariden Bedingungen, daher auch PASSARGE seine typischen Inselberge in der Hauptsache als Vorzeitformen betrachtet. Verf. möchte lieber von „Mehrzeitformen“ sprechen.

Wetzel.

W. E. Rudolph: The Rio Loa of northern Chile. (The Geogr. Review. 17. 1927. 553—572. 23 Abb.)

Da diese geographische Skizze unter anderem viele Einzelheiten enthält, die für das Verständnis der extremsten Wüste der Gegenwart von Belang sind, und im übrigen ein Gebiet betrifft, aus dem erst ganz wenige Untersuchungen vorliegen, bezweckt das nachfolgende Referat eine Zusammenstellung der auch geologisch interessierenden Angaben.

Der Rio Loa spielt in der südamerikanischen Wüste etwa die Rolle des Coloradoflusses in der nordamerikanischen und ist mit 252 Meilen zugleich der längste chilenische Fluß, dessen Mittel- und Unterlauf als einziger lebender Wasserlauf die extreme Wüste quert. Die Geschichte des Flusses ist alt und sozusagen imposant, wird doch sogar mit der Möglichkeit gerechnet, daß einst der ferne Titicaca-See Wasser an ihn abgegeben habe. Der spätertäre Vulkanismus, der die Riesenvulkane im bolivianisch-chilenischen Grenzgebiet und zugleich mächtige flächenhafte Aufbauelemente magmogenen Ursprungs brachte, läßt nicht nur den heutigen Fluß am Vulkan Miñho entspringen, sondern beherrscht auch die ganze Szenerie des Oberlaufes. In dessen Bereiche empfängt er zwei wichtige linksseitige Nebenflüsse ebenfalls aus jungen hochandinen Vulkanlandschaften, den Rio San Pedro und den Rio Salado. Ein Quellarm des letzteren führt sogar heißes Wasser, da er aus dem Geisirgebiet von Copacoya (= Tatio) kommt, wo auch die üblichen Kieselsinter zu beobachten sind. Andererseits sind die Zuflüsse von der rechten Seite, d. h. von der sog. Mittelkordillere, bereits hier im Oberlaufgebiet wüsten-

hafte Trockenflüsse, die weit über dem Spiegel des Loa in das Haupttal einmünden, wie z. B. die Quebrada von Conchi.

Nachdem der schon erwähnte Rio Salado die Zone der jungtertiären Rhyolithe, Trachyte und Tuffe in enger Schlucht gequert hat, tritt er abwärts von Aiquina in eine 100—150 Fuß mächtige Kalkformation ein. Vor der Einmündung in den Rio Loa (dicht bei Chiuchiu) durchschneidet er eine tiefe, aber mit Sedimenten hoch aufgefüllte Hohlform, die wohl ein früherer (präpliocäner) Talweg des Rio Loa bezw. des Rio San Pedro ist. Das Tal führt noch heute einen starken subterranean Wasserstrom. Bei Chiuchiu beginnen die limnischen Sedimente des Loa-Beckens, unter anderem Süßwasserkalke mit maximal 95 % CaCO_3 .

Heute ist es gerade der Rio Salado, der die Versalzung des Loa-Wassers zu einem wesentlichen Teile bedingt. Wenn man von dem Rio San Savador absieht, einem Parallelfluß, der durch im Becken von Calama versickertes Loa-Wasser gespeist wird und sich bei Chacanze mit dem Hauptfluß wieder vereinigt, so erhält der Loa auf seinem Wege durch die Salpeterwüste nur noch einen kleinen Zufluß im Bereiche des Unterlaufes, den ganz brackischen Rio Amargas, der aus dem Salar de Llamara kommt. Wo sich der gewaltige Unterlauf-Canon des Loa gegen die pazifische Küste öffnet, ist die Menge des Flußwassers nur noch reichlich halb so groß, wie nach Aufnahme des Rio Salado.

Die graphische Darstellung des Gefälles läßt die Unausgeglichenheit des heutigen Talweges (die Folge junger Tektonik — Ref.) gut erkennen. Das ziemlich große Gefälle des Oberlaufes wird übertroffen durch dasjenige des ersten Abschnittes des Mittellaufes (vom 100 Fuß hohen Wasserfall bei Chintoraste bis Chacanze) und vollends durch das Unterlaufgefälle im großen Loa-Canon. Dazwischen liegen gefällsarme Laufstrecken, insbesondere bei Calama.

Beobacht.-Stelle	Wassermenge Kubikfuß/sec.	Cl-Gehalt pro ‰	SO ₃ -Gehalt pro ‰
Einmündung des Rio Salado . .	130,6	1,126	0,115
Quillagua	84,8	2,088	0,288
Pazif. Ozean nahe Loa-Mündg. .	—	19,391	2,376

In gar keinem Vergleich mit dem durch diese Zahlen umschriebenen Normalzustande des Flusses stehen die Hochwasserzustände [Avenidas — Ref.]. Die in historischer Zeit größte Avenida erlebte Verf. (und Ref.) am 15. II. 1925. Damals wuchs die Wassermenge $\frac{1}{2}$ Meile unterhalb der Einmündung des Rio Salado auf 15 072 Kubikfuß pro Sekunde an, und der Wasserspiegel stieg 18 Fuß über Normalhöhe, während frühere höchste Flutmarken auf einen Anstieg nicht über 8 Fuß schließen lassen. Noch 2 Jahre später zeigte das Loa-Wasser bei Toco (Mittellauf) Trübungen, die vor der Avenida nicht bestanden hatten. Diese Wassermassen rühren natürlich nicht von Niederschlägen in der Wüste selbst her, vielmehr werden schon am Rande der hochandinen Region (Station San Pedro) äußerst minimale Niederschlagshöhen registriert (1917: 3,5 cm und 1918: 4,9 cm). Bei Calama beträgt dagegen die Jahresverdunstung 380 cm, und im extremsten Wüstenabschnitt, den der Loa durchfließt, ist die Verdunstungshöhe eines Tages größer als die Nieder-

schlagshöhe von 10 Jahren. (Diese und manche andere Einzelheiten bilden teils Bestätigungen, teils Ergänzungen zu den Angaben in des Ref. erdgeschichtlicher Darstellung derselben Gegend.) **Wetzel.**

E. Blackwelder: Origin of the Desert Basins of Southwest United States. (Bull. Geol. Soc. America. **39**. 1928. 262—263. Abstract.)

Zur Erklärung der Auffüllung der großen Wüstenbecken von Nevada und den anliegenden Staaten zieht Verf. zwei Hypothesen in Betracht: entweder handelt es sich ursprünglich um Detritus, der früher einmal seewärts durch ein Flußsystem, wie etwa der Colorado, transportiert wurde, bis die spätpleistocäne Gebirgsbildung und der Vulkanismus die Flußtäler in abflußlose Becken verwandelte, oder der größte Teil des Detritus ist langsam zu Staub aufgearbeitet und dann vom Wind transportiert worden, während die Ströme nur die Canyons schufen und die Oberfläche der Becken einebnete.

Verf. neigt zu der letzten Annahme. Jedenfalls haben Klimawechsel und Erdkrustenbewegungen die Geschichte der Gegend noch kompliziert.

Curt Teichert.

E. W. Berry: An eogene tropical forest in the peruvian desert. (Proc. Nat. Ac. of Sci. of the U.S.A. Washington D. C. **15**. 1929. 345—346.)

Fundort: 6 miles südöstlich von Punta Pariñas. Alter: Obereocän oder Unteroligocän.

Das heute als Wüste zu bezeichnende Gebiet muß sehr viel feuchter gewesen sein. Grund: Entweder Abdrängen der kalten Strömung oder geringere Erhebung der Andenkette. Lag ersteres vor, so muß es sich um eine länger dauernde Verlegung der Meeresströmung handeln, als die jetzigen, die einmal etwa alle 30 Jahre eintreten (zuletzt 1925). **Erich Kaiser.**

Ball, J.: Problems of the Libyan desert. (Geogr. Journ. **70**. 1927.)

Schultz, Arv.: Morphologische Beobachtungen in der östlichen Kara-kum-Wüste (Turkestan) 1927. (Zs. f. Geomorphologie. **3**. 1927. 249 u. f. Mit 27 Textfig. und Taf. 11—22.)

Trinkler, E.: Die Lobwüste und das Lobnor-Problem auf Grund der neuesten Forschungen. (Z. d. Ges. f. Erdkde. Berlin 1929. 353—369.)

Georg Eberle: Ein einfaches Mittel, um Tierspuren zu erhalten. („Senckenberg am Meer 22“. Natur und Museum. **59**. 1929. 200—204.)

Liegen die Spuren in einem feuchten Mittel, so wird einfach feinstes Gipspulver aufgestreut, wobei darauf geachtet werden muß, daß die Feuchtigkeit den Gips durchzieht. Ist der Untergrund trocken, so muß er zunächst vorsichtig angefeuchtet werden, ohne die Spuren zu stören, und wird dann ebenso behandelt. Die Gesamtdicke soll mindestens 1 cm betragen. Die Gipsplatte wird mit einem Teil des Bodens abgehoben, der erst zu Hause durch Wasser abgespült wird. Eingießen in einen Gipssockel und Paraffinieren beendet den Abguß.

Pratje.

Wind und seine Wirkungen.

Passarge, S.: Die Wirkung des Windes. (In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. I. Berlin 1929. 288—309.)

Elliot Blackwelder: Sandblast action in relation to the glaciers of the Sierra Nevada. (J. of Geol. 37. 1929. 256—260.)

An mehreren Stellen, wo heute starke Vegetationsbedeckung den Wind daran hindert, die gelockerten Gesteinsbestandteile aufzuheben, zu transportieren und äolische Abrasion auszuüben, sind verschiedene Gesteine mit Höhlungen, Stichen und Rillen versehen worden, die nur durch ein Sandgebläse hervorgerufen sein können. Diese Erscheinungen werden auf die Wind- und Vegetationsverhältnisse zur Glazialzeit zurückgeführt, in welcher die den beobachteten Vorkommen benachbarten diluvialen Gletscher nicht bis in die Waldgrenze herunterreichten und das untersuchte Gebiet vegetationsfrei war. Der über die Gletscher herabfallende Wind nahm reichlich lockeres Material aus den Moränen mit, wurde noch in den cañonartigen Tälern zusammengepreßt und konnte längere Zeit aus gleicher Richtung auf die entgegenstehenden Felsblöcke abradierend einwirken.

Erlieh Kaiser.

S. Kreutz und M. Jurek: O opadzie pyłu w Polsce w roku 1928. (Der Staubfall in Südpolen von Ende April 1928.) (Polnische geolog. Ges. 5. 1928. Krakau. Sep. Abdr. 30 S. 1 Taf.)

[Vgl. die Besprechung der Mitteilungen von H. ARCTOWSKI et E. STENZ in dies. Jb. 1929. II. 644, H. RECK in CBl. f. Min. etc. 1928. B. 521—524 und das folgende Referat. Die hier vorliegende Arbeit gibt weitere Literatur über diesen Staubfall an. Ganz allgemein wird, entgegen H. RECK, dieser Staubfall auf eine vulkanische Quelle nicht zurückgeführt. J. TOKARSKI (Kosmos, Ser. B. 53. 350—352, Lwów 1928) sei unabhängig von S. KREUTZ zur Annahme gekommen, daß ein zerstäubter Boden vorliege.]

S. KREUTZ zeigt nun, daß der Staub auf einen tschernosemartigen Boden zurückgeführt werden müsse. An verschiedenen Stellen gesammelte Proben wurden in bezug auf die auftretenden Korngrößen und chemische Zusammensetzung untersucht. Diese wird nach der von A. N. WINCHELL (Ref. dies. Jb. 1924. II. 399—400) angewandten Methode auf Mineralien berechnet. Viele Einzelangaben über die einzelnen Mineralien werden angeführt. Die splinterige Form der kristallisierten Hauptbestandteile des Staubes, die charakteristischen eckigen Formen der Kristallfragmente, die ausgezeichnete Frische der Kalifeldspate, Amphibole, Biotite usw. sollen beweisen, daß das Herkunftsgebiet unter dem Einflusse ariden Klimas stehe. Das Fehlen basischer Feldspäte weise auf Veränderungen, die schon während der Bildung des Bodens eingetreten seien. Das Ursprungsgebiet muß in der Übergangszone vom Tschernosem zu den kastanienbraunen Böden gelegen haben. Nach der mineralogischen Zusammensetzung sei das Chersongebiet bis zum Asowschen Meere am wahrscheinlichsten als Ausblasungsgebiet anzusehen.

N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Referate 1930. II.

In einem Anhang wird gezeigt, daß die Lößmineralien der Krakauer Gegend sich nicht wesentlich von denen des Staubes unterscheiden, wogegen merkliche Unterschiede in der Mineralzusammensetzung des Staubes gegenüber einem Geschiebelehm aus der Gegend von Poznań festzustellen sind.

Erlieh Kaiser.

Edward Stenz: Der große Staubfall vom 26. bis 29. April 1928 in Südosteuropa. (Meteorologische Zeitschrift. 1929. H. 5. 181—184.)

Die chemische und mikroskopische Analyse der Staubmassen hat ergeben, daß sie nicht vulkanischen, sondern nur sedimentären Ursprungs sein können und in ihrer Zusammensetzung auf die Schwarzerde der Gegend von Saratow in Rußland hindeuten. Die Ursache der Staubaufwirbelung war ein zyklonaler Sturm im Asowschen Meer und in der Ukraine am Abend des 25. April, der sich nach W verschob und so gewaltig war, daß er im Bezirk von Krivoj Rog ganze Wolken abgerissener Oberflächenerde mit sich führte, die Erde der frisch gepflügten Felder dünenartig auftürmte und dabei Sandhügel bis zu 0,5 m Höhe aufschüttete. Am 26. April früh sind Tromben beobachtet worden, die gleichfalls große Mengen Staub aufwirbelten. Die Ukraine war nicht nur Ursprungsgebiet, sondern auch die Zone des stärksten Austausches zwischen Abwehung und Aufschüttung. Die Gesamtmenge des nordwestlich bis nach Pommern hin transportierten Materials wird auf 1 670 000 Tonnen geschätzt. [Siehe auch vorstehendes Referat.]

F. Errulat.

Cayeux, L.: Origine éolienne de l'Ergeron des environs de Paris. (C. R. Intern. Geol. Congr. Belgium. 1922. 3. 1926. 1231—1234.)

Wasser und seine Wirkungen.

1. Allgemeines, Untersuchungsmethoden.

Lacey, J. M.: Hydrology and Ground Water. (London, Lockwood & Son, 1926.)

Wilser, J. L.: Geologisches und Morphologisches zur Wasserkraftnutzung in Deutschland. („Die Wasserkraftwirtschaft Deutschlands“, herausgeg. vom Deutschen Wasserwirtschafts- und Wasserkraft-Verband E. V. Berlin 1930. 8 S. Sonderdruck.)

Hermann Keller: Wassergewinnung in heißen Ländern. (Berlin, Verlag v. Wilhelm Ernst & Sohn, 1929. 70 Abb. 3 Taf. 172 S. Preis geh. 16 RM.)

Das Buch will einen Überblick über das Auftreten und die Gewinnung von Wasser sowohl in den trocken- wie in den feucht-heißen Ländern geben. Auch die geologischen Grundlagen werden geschildert. Leider ist dieser Teil aber nicht einwandfrei, was vor allem wohl daher rührt, daß Verf. die betreffenden Gebiete selbst nicht bereist hat, hier aber eine aner kennenswerte Zusammenstellung aus der reichlich vorhandenen, aber oft nicht gleichwertig glaubhaften Literatur gibt.

Erlieh Kaiser.

Keller, Hermann: Ausländische Wasserwirtschaft. (In: VOLLBRECHT und STERNBERG-RASCH, Trink- und Nutzwasser in der deutschen Wirtschaft. Verlag Reimar Hobbing, Berlin 1930. 33—41.)

Meinzer: Plants as Indicators of Ground Water. (U.S. Geolog. Survey. Water Supply Paper. 577. 95 S. 12 Taf. 15 Fig. Washington 1927. Antorref. im Geol. CBl. 38. 1928. 131.)

Als „Phreatophyten“ bezeichnet man solche Pflanzen, die ihren Wasserbedarf gewöhnlich aus dem Grundwasser decken.

In ariden Gebieten stehen diese Phreatophyten in scharfem Gegensatz zu den Xerophyten. Zur Ermittlung, ob Pflanzen an das Grundwasser angepaßt sind, dienen folgende Gesichtspunkte:

1. Wurzelstudium.

2. Untersuchung über den Wasserverbrauch und die Fähigkeit der Pflanzen, den Grundwasserspiegel zu senken.

3. Bestimmungen des Wassergehaltes im Boden in Trockenperioden, die zeigen, daß manche Pflanzen ihre Wurzeln in die vom Grundwasser aus angefeuchtete Zone senden, andere sie im trockenen Boden ausbreiten.

4. Beobachtungen in Trockengebieten über den Schlafzustand, in den manche Pflanzen in Trockenzeiten verfallen, während andere weiterwachsen, da sie Feuchtigkeit vom Grundwasserspiegel her ausnützen.

5. Beobachtungen über Tiefen des Grundwasserspiegels unter Gelände in Verbindung mit pflanzengeographisch. Untersuchungen. Man erkennt dabei, daß manche Arten nur bei bestimmten Tiefen des Grundwasserspiegels vorkommen.

Wichtige Phreatophyten sind: *Distichlis spicata*, *Sporobolus airoides*, *Allenrolfea occidentalis*, *Chrysothamnus graveolens*, *Pluchea sericea*, *Sarcobatus vermiculatus*, Luzerne (*alfalfa*), Mesquite, Willow, Cottonwood, Sycomor und andere Waldbäume. Wilde Palmen sind in heißen und trockenen Gegenden Kaliforniens untrügliche Anzeiger für Grundwasser.

Koehne.

Lehr- und Forschungsanstalt für Gartenbau in Berlin-Dahlem.

Moorversuchsfelder der Anstalt in Großbeeren. Versuche betr. Entwässerung. (Landwirtschaftl. Jahrbücher 1928.)

Die Versuchsanlage ist vervollkommnet worden. Die Zahl der Pegel ist auf 6 erhöht. Der Wasserstand wird durch ein Schöpfwerk geregelt und lag zwischen 40 und 56 cm unter Flur. Der Wasserstand war zu hoch, also über dem optimalen Stande bei Frühkartoffeln (Holl. Erstling und Böhm's Allerfrühste), Erbse (Monopol) und Sellerie (Prager Riesen). Bei Weißkohl zeigte sich ein scharf ausgeprägtes Optimum bei 48 cm; bei Rotkohl lag es etwas höher (44 cm). Etwa ebenso hoch war der optimale Wasserstand bei Mohrrüben, wo aber auch bei 48 cm fast noch dieselben Erträge erzielt wurden, wie beim optimalen. Bei der roten Rübe war das Wasseroptimum bei 48 cm, bei Grünkohl bei 50 cm. Ein sehr scharf ausgeprägtes Optimum bei 52 cm zeigte sich bei Gurke. Derartige Beobachtungen sind ungemein wertvoll.

Koehne.

Peter Tschirwinsky: Geologische und hydrogeologische Übersicht der Becken der Flüsse Terek und Kuma. (No. 56. Abh. d. Nord-Kaukasischen Wissenschaftlich-Forschenden Institute. Rostow am Don. 1—289. Mit 15 Taf. u. 2 Karten. Russisch mit Resumé in deutscher Sprache. 284—286.)

Das der Aufmerksamkeit der Leser empfohlene Buch stellt eine Zusammenfassung dar in Hauptzügen von der Geologie und besonders Hydrogeologie der Osthälfte des nördlichen Vorkaukasus im Gebiete der Bassins der Flüsse Terek und Kuma. Meine Arbeit wurde im Auftrage des Terekwasserkomitees in der Stadt Wladikawkas und des Nord-Kaukasischen Hydrologischen Büros in Rostow am Don geschrieben. Ihre Veröffentlichung wurde von der Assoziation der Nord-Kaukasischen Wissenschaftlichen Institute in Rostow am Don übernommen und teilweise vom Hydrologischen Büro. Mir standen zur Verfügung außer etlichen Veröffentlichungen auch verschiedene Handschriften, welche wertvolle Angaben aus den Untersuchungen verschiedener Personen im Gebiete der Bassins der obengenannten Flüsse enthalten, hauptsächlich über die Hydrometrie, Hydrogeologie und Klimatologie des Gebietes. Ein Verzeichnis dieses Materials wird am Ende meiner Arbeit mitgeteilt.

Meine Arbeit zerfällt in 18 Kapitel, deren Titel eine Vorstellung von ihrem Inhalt geben.

Kapitel I. Vorläufige Vorstellungen von der Orographie und Geologie des Gebietes, seine Tektonik, geologische Entwicklung und Hydrographie.

Kapitel II. Eruptivgesteine des Nordkaukasus; Granite, Diorite, Peridotite und Pyroxenite, Diabase, Quarzkeratophyre, Andesite, Andesitodacite, Trachyte und Trachyliparite, vulkanische Aschen und Tuffe.

Kapitel III. 1. Querprofil längs der Osetinischen Heerstraße und 2. Profil längs der Grusinischen Heerstraße von Wladikawkas bis zum Kreuzpaß. 3. Schnitt nach der Assa bis zum Archotpaß.

Kapitel IV. Geomorphologische Übersicht der Kleinen Kabarda und der Mosdok-Steppe.

Kapitel V. Schema der Verteilung der tertiären Ablagerungen vom Nordkaukasus (hauptsächlich das Gebiet der vorderen Bergketten, auch Bezirk Naltschik und andere).

Kapitel VI. Gletscherregion und ihre hydrologische Bedeutung.

Kapitel VII. Klimatologische Übersicht des Gebirgs-, Vorgebirgs- und Steppenteiles der Bassins der Flüsse Terek und Kuma.

Kapitel VIII. Unterirdische Süß- und Mineralwässer des Nordkaukasus. Wasserstockwerke in verschiedenen geologischen Systemen.

Vorbegriffe über den Zusammenhang ihres Bestandes mit petrographischen Besonderheiten dieser Gesteine und mit der Tektonik. Übersichtstabelle des chemischen Bestandes der nordkaukasischen Wässer.

Kapitel IX. Grund- und Quellwässer der Hochregionen. Inhalt: Vorbemerkungen. Einige Kenntnisse über die Quelle des Oberlaufs des Flusses Gisel-don. Wenig bekannte Mineralquellen des oberen Teiles des Terek-Bassins. Sauerlinge von Kobi. Brack- und Mineralquellen des Oberlaufes der Flüsse Malka, Chassaut und anderer. Dumanow-Quelle, Kara-su, Dschili-su und andere Mineralquellen, Chassaut „Narsane“ (Sauerlinge). Narsan im Tale des Flusses Ullu-Lachran. Inguschli-Mineralquelle. Einige Mineralquellen des Tales des Flusses Ardon. Tib-Quelle im Mamisson-Tale, Nar-Quelle am Flusse Nar-don, Zgil-Quelle in der Nähe vom Dorf Zgil, Saramag-Quelle, Tmenikaus-Quellen und einige andere. Die Wässer der Tschetschnija.

Kapitel X. Gebirgsebenes Gebiet. Administrationskreise: Goriatschewodsky, Mineralowodsky, Essentuksky, Kislowodsky, Suworowsky. Hydrographisches Netz des gebirgsebenen Gebietes und Charakteristik seiner unterirdischen Nahrung. Süßquellwässer des gebirgsebenen Gebietes. Grundwasserförderung für die Wasserversorgung von Kislowodsk, Essentuky, Schelesnowodsk und Piatigorsk und andere. Mineralwasserquellen von Kislowodsk, Essentuky, Schelesnowodsk und Piatigorsk. Wenig bekannte Mineralquellen in der Nachbarschaft der nordkaukasischen Mineralquellen. Tambukan-Salzsee, Kumagorje, Süeresche.

Kapitel XI. Wladikawkas und seine Wasserversorgung. Die Redant-Quellen. Die Eigenschaften einiger Süßquellen des Wladikawkas-Tieflandes. Das Wasserführen des Bezirkes der vorderen Bergkette des Nordkaukasus. Die Flüsse Deja, Akbasch und Kurp. Der rechtsuferige Streifen des Flusses Terek von Aul Nogai-Mirsa Jurt bis Aul Stary-Jurt. Alchan-Tschurt-Tal. Dorf Keskem, Dorf Werchne-Kurpinskije (Islamowo) und Dorf Nischne-Kurpinskije (Achtlowo), Dorf Basako-Jurt, Werchnyi, Srednyi und Nischnyi (Ober-, Mittel- und Unter-) Atschulak, Staniza Troizkaja, Dörfchen Ganuschki, Staniza Wosnesenskaja und ihre Umgebung. Acki Jurt. Chutor Nischne-Naursky. Artesisches Bassin, Alchantschurt und die Wasserversorgung der Siedelungen des Alchan-Tschurt-Tales nach der Meinung von Prof. N. A. GOROWITSCH-BERESOWSKY. Die Michailowsky-Mineralwässer (Sernowodsk). Die Gudermess-Niederung. Stadt Grosny und die Quellwässer ihrer Umgebung (Aldyquellen und andere). Bohrwässer des Naphta-Bezirkes Grosny. Goriatschewodsk-Mineralquellen. Allgemeine Angaben über die Quellen des Bassins des Flusses Sundscha und über ihre Rolle für die Flüsse.

Kapitel XII. Der geologische Aufbau und unterirdische Wasserhorizonte des ehemaligen Gouv. Stawropol und jetzigen administrativen Kreises des Bezirkes Terek. Woronzowo-Alexandrowsky, Archangelsky, Prikumsky, Arsgirsky, Georgiewsky und Alexandrijsky. Artesische Brunnen an diesen Stellen. Chemische Charakteristik der Boden- und artesischen Wässer.

Kapitel XIII. Die Mosdok-Steppe. Administrative Kreise Georgiewsky, Prochladnensky. Der Daghestanische Teil der Kuma-Kaspischen Niederung. Die Grundwässer dieser Orte und die artesischen Wässer. Chemische Charakteristik der Wässer der Mosdok-Steppe.

Kapitel XIV. Artesische Wasserbassins Stawropol-Mosdok oder Terek-Kuma.

Kapitel XV. Allgemeine Vorstellungen über die frühere Hydrogeologie des Nordkaukasus. Umkristallisierung und Diagenese. Metamorphismus und Verwitterung der Gesteine. Mineralgänge (Quarz-, Calcit- und Erzgänge), Kalktuffe, Carbonat- und Gipshorizonte der Mosdok-Steppe und andere. Die Sodabildung im Boden. Migration der löslichen Salze und die Bedeutung dieses Prozesses.

Kapitel XVI. Von den Aufgaben der hydrologischen Forschungen in den Bassins der Flüsse Terek und Kuma in der Zukunft.

Kapitel XVII. Allgemeine Ansicht über die unterirdischen Wässer des Bassins der Flüsse Terek und Kuma bezüglich ihrer tatsächlichen und erfüll-

baren Ausnutzung. Der ausführliche Plan einer hydrologischen Forschung der Bassins der Flüsse Terek und Kuma in der Ordnung der Reihenfolge.

Kapitel XVIII. Literaturverzeichnis.

In meinem Buche habe ich die Hauptaufmerksamkeit auf die Hydrogeologie des beschriebenen Gebietes gerichtet und die geologischen, klimatologischen und mineralogischen Angaben teile ich nur soweit mit, wie es mir nötig scheint für das Verständnis der Hydrogeologie und ihrer Rolle in der Nahrung des hydrographischen Netzes. Weil die Menge der Niederschläge nach der Richtung zur hauptkaukasischen Kette zunimmt, welche gemeinsam mit der Seitenkette (Bokowoi Chrebet) gleichzeitig der Träger von Eis und Firn ist, so ist es selbstverständlich, daß gerade im Gebiete der Bergketten die Hauptsättigung der Gesteinsschichten mit Wasser vorkommt, genau wie auch hier die Hauptflüsse des Nordkaukasus ihren Ausgang nehmen. Ich charakterisiere systematisch die unterirdischen Süß- und Mineralquellen im gebirgigen Teile der beschriebenen Flüsse und im Flachlande. Die Wasserträger werden beschrieben in den paläozoischen und Juraschiefern, in Jurakalksteinen, im Kreidesystem (Senonstufe und Kalk-Dolomitserie) und Tertiärablagerungen. Überall, wo sie bekannt sind, wird die chemische Zusammensetzung der Wässer, ihre Temperatur und Abflußmengen gegeben.

Figuren und Karten erleichtern die Orientierung über die mitgeteilten geologischen und hydrogeologischen Angaben. **Peter Tschirwinsky.**

2. Oberflächenwasser und Erosion.

Rüger, L.: Die Tätigkeit des fließenden Wassers. (In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. 1. Berlin 1929. 230—242.)

Burger: Wald und Wasserhaushalt. (Schweizer. Zeitung f. Forstwesen. 1929.)

Vergleichende Messungen über Niederschlag und Abfluß in bewaldeten und nicht bewaldeten Gebirgstteilen hat man sowohl in der Schweiz im Emmental (Rappengraben und Sperbelgraben) als in den Rocky-Mountains in Nordamerika angestellt. Die Schweizer Gebiete lagen in rund 1000 m Meereshöhe mit 1560 mm Jahresniederschlag im Gebiete der meist schwerdurchlässigen Nagelfluh, die amerikanischen in 3000 m Höhe aber mit nur 530 mm Niederschlag auf Augit-Quarz-Latit, der meist grobkörnig zerfällt und durchlässigen Schutt liefert, so daß fast der ganze Abfluß durch den Untergrund geht. Gebiet A war hier zu 79 % bewaldet, Gebiet B ursprünglich zu 84 %; dies wurde 1919 völlig kahl geschlagen.

Der Abflußvorgang verläuft in den Rocky-Mountains sehr regelmäßig: Ende März beginnt die Schneeschmelze und verursacht eine Hochwasserwelle, die etwa Mitte Mai ihr Maximum erreicht und bis Anfang Juli rasch abfällt. Dann sinkt das Wasser langsam bis zur nächsten Schneeschmelze.

	Im Walde	Auf d. Kahlschlag
Es war: der Jahresniederschlag	530 mm	530 mm
„ Jahresabfluß	154 „	185 „
„ Unterschied	386 „	245 „

Die Sommerregen werden von den oberen Bodenschichten aufgefangen und verdunsten fast restlos. Nach Gewittern schwillt der Bach zunächst durch den Oberflächenabfluß etwas an; dann folgt eine zweite stärkere Welle durch den Grundwasserabfluß. Nachdem Gebiet B abgeholzt worden war, schmolz der Schnee viel schneller weg, die Verdunstung sank.

Auf die Ergebnisse der Schweizer Versuche brauche ich nicht mehr einzugehen, da sie in meiner „Grundwasserkunde“ wiedergegeben sind.

Der Vergleich der amerikanischen und der Schweizer Messungen zeigen wiederum, daß der Wald je nach Klima, geologischem Bau und Boden einen ganz verschiedenen Einfluß auf den Wasserabfluß hat. **Koehne.**

Wittmann: Der Einfluß der Korrektion des Rheins zwischen Basel und Mannheim auf die Geschiebebewegung des Rheines. (Deutsche Wasserwirtschaft. 22. 1927. 245.)

W. Wundt: Niederschlag und Abfluß im Schwarzwald. (Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg. 83. Jg. 1927.)

Die Elz bei Emmendingen und andere Schwarzwaldflüsse geben beim Hinaustreten in die oberrheinische Tiefebene Wasser ab, das unterirdisch dem Rhein zuströmt. Dessen Wasserführung nimmt bei tiefen Wasserständen von Waldshut bis Maxau um 146 cbm/sek. zu. Offen fließen auf dieser Strecke nur 72 cbm zu, so daß 74 cbm aus dem Grundwasser stammen müssen; und zwar handelt es sich dabei in der Hauptsache um dasselbe Wasser, das aus den Nebenflüssen in den Untergrund sickert.

Verf. gibt von 65 kleineren Gebieten die Abflußhöhen an und erörtert ihre Beziehungen zu Niederschlag und Abfluß im Sinne der neuzeitlichen Gewässerkunde. **Koehne.**

L. Henkel: Der Wasserhaushalt der Rhone. (Geogr. Zs. Heft 2. 1929.)

Nach dem großen Werke von M. PARDÉ, *Le régime du Rhône*, Lyon 1925 ist die Entwicklung des größten Flusses Frankreichs, sein wechselvoller Charakter und die ihn bedingenden Kräfte unter Angabe der Wasserführung von verschiedenen Orten beschrieben. **J. Denner.**

Reichel: Der Wasserhaushalt des Coloradogebiets. (Geogr. Abh., herausgeg. v. Albert Penck. 2. Reihe. Heft 4. Stuttgart 1928.)

Über die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß in Mitteleuropa ist seit den bahnbrechenden Untersuchungen PENCK's weitgehende Klarheit geschaffen worden. Einen umfassenden Einblick in diese Fragen erhält man aber erst, wenn man auch anders geartete außereuropäische Gebiete kennen lernt, z. B. ist die Verdunstung der tropischen Gebiete viel höher als bei uns (Mittelamerika 1100 mm, Nil 1100 mm). Zur Ermittlung der Verhältnisse bei geringem Niederschlag eignet sich das Coloradogebiet, in dessen einzelnen Teilen allerdings die orographischen und klimatischen Verhältnisse sehr verschieden sind. So findet man Gipfel mit mehr als 1000 mm Niederschlag und andererseits große Niederungsfelder mit weniger als 200 mm.

Die aus Messungen abgeleiteten Zahlen für die Abflußmengen sind leider mit großen Fehlerquellen behaftet. Der etwa vorhandene unterirdische Austausch zwischen einzelnen Flußgebieten konnte wegen Mangels an Unterlagen nicht berücksichtigt werden.

Die künstliche Bewässerung wird im Coloradogebiet stellenweise so bedeutend, daß das Wasser ganzer Flüsse dafür verbraucht wird. Verf. hat aber die Verhältnisse so betrachtet, wie sie sein würden, wenn diese künstliche Bewässerung nicht vorhanden wäre, d. h. er hat die für Bewässerung verbrauchten Wassermengen zu den sonst gemessenen Abflußmengen zugezählt. Lehrreich sind die vom Verf. im Maßstab 1 : 7 500 000 gegebenen Karten der Abflußhöhe und der Verdunstungshöhe; es kann sich dabei naturgemäß nur um eine Übersicht in ganz großen Zügen handeln. Weitaus der größte Teil des Landes hat Abflußhöhen unter 100 mm. Die Verdunstung ist in einem breiten Streifen entlang dem Hauptfluß kleiner als 200 mm und steigt bis über 600 mm.

Wenn man Niederschlag und Abfluß von Jahr zu Jahr betrachtet, zeigt sich deutlich der Einfluß der Speicherung. So übertraf 1911 der Niederschlag den Durchschnitt, der Abfluß lag aber darunter, weil ein trockenes Jahr vorhergegangen war.

Ein wesentlicher Mangel des Untersuchungsverfahrens liegt darin, daß die Pflanzenwelt und ihr Einfluß auf die Verdunstung gar nicht erwähnt worden ist. Es wäre doch sehr lehrreich, hier, wo pflanzenlose und bewachsene Gebiete nebeneinanderliegen, zu untersuchen, wie die Pflanzenwelt auf die Verdunstung wirkt. Auch die Bodenbeschaffenheit als wichtiges Hilfsmittel zur Bestimmung der Trockengrenze, d. h. der Grenze des humiden Gebietes mit Abfluß und ariden Gebietes ohne Abfluß, ist nicht erwähnt worden. In dieser Hinsicht bietet STAPPENBECK'S „Geologie und Grundwasserkunde der Pampa“ mehr. Mit der Betrachtung der Abflußmessungen an verhältnismäßig recht wenigen Stellen kommt man hier nicht aus. **Koehne.**

Schoklitsch, A.: Die Geschiebebewegung in Flüssen und an Stauwerken. (Wien, J. Springer, 1926.)

A. C. Laue: Solvent denudation overestimated — geological age underestimated. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 83. Abstract).

Neue Arbeiten über die Sedimentführung des Coloradoflusses haben gezeigt, daß dessen Denudationstätigkeit bisher etwa 2,4mal zu hoch geschätzt ist. Daraus ergibt sich eine einfache Folgerung auf sein höheres Alter und die längere Zeitdauer der Einebnung der anliegenden Gegenden. Ähnliches könnte auch für andere Flüsse gelten. **Curt Telchert.**

J. Bergström: Die Wasserwerke der schwedischen Städte. (Wasser und Gas. Nr. 13. 1929.)

Ende des Jahres 1927 waren für schwedische Städte oder stadähnliche Ortschaften ungefähr 112 Wasserwerke in Betrieb. Trotz reichlicher Vorkommen von Grundwasser ist man bei Bedarf an großen Wassermengen auf Oberflächenwasser angewiesen. Stockholm ist z. B. mit einem Wasser-

verbrauch von 23 000 000 m³ im Jahr fast ausschließlich auf Oberflächenwasser angewiesen. Von 90 Städten oder stadtähnlichen Ortschaften bei einem Gesamtjahresverbrauch von 86 000 000 m³ und einer Gesamtverbraucherzahl von 1 696 000 Köpfen verwenden 41 nur oder hauptsächlich Oberflächenwasser aus Seen und Flüssen, 16 erst nach besonderer Behandlung verwendbares Grundwasser, 33 direkt verwendbares Grundwasser. Der Wasserverbrauch beläuft sich in einigen großen Städten Schwedens z. T. auf etwas 150 l pro Kopf und Tag.

J. Danner.

3. Unterirdisches Wasser.

Grundwasser und Quellen.

Forchheimer, Ph.: Zur Grundwasserbewegung nach isothermischen Kurvenscharen. (S. B. Ak. d. Wiss. 126. Wien 1927. Abt. II a. 4. Heft.)

Flügel: Kritische Untersuchungen über die Theorie der Grundwasserbewegung und ihre Anwendung auf die vollkommenen Brunnen. Karlsruhe 1929.

Verf. bespricht zunächst eingehend die wichtigen, aber schwer zugänglichen älteren französischen Forschungen (DARCY, DUPUIT). Er wendet sich dann mit Recht gegen SMREKER, der die offensichtlichen Mängel der Formel von DUPUIT als Beweis dafür ansah, daß das DARCY'sche Gesetz beim Grundwasser im allgemeinen nicht anwendbar sei und der viel verwickeltere, aber keineswegs besser zutreffende Formeln aufstellte.

Koehne.

W. Koehne: Wie wirken Einsickerung, unterirdische Kondensation und Grundluftspannung auf das Grundwasser? (Wasserkraft und Wasserwirtschaft. Heft 16. 1929. 216—219.)

Bei den Erscheinungen am Grundwasser und Quellen gibt es drei verschiedene Ansichten:

1. die Einsickerungslehre,
2. die Lehre von der unterirdischen Kondensation,
3. die Lehre von einem Einfluß der Grundluftspannung auf den Wasserstand in Brunnen und Röhren.

Die Einsickerungslehre besagt, daß ein Teil der atmosphärischen Niederschläge durch den Boden hindurch bis zum Grundwasserspiegel absickert, das Wasser als Grundwasser weiterfließt und dann irgendwo wieder zutage tritt.

Die Anhänger der Kondensationslehre glauben, daß große Wassermengen als Dampf in Gasform in den Untergrund wandern und erst dort kondensiert werden. Die 3. Lehre, die Verf. als „Luftkissenhypothese“ bezeichnet, nimmt an, daß zwischen einer feuchten Deckschicht, die ganz oder nahezu luftdicht abschließt, und dem Grundwasserspiegel eine Zone vorhanden ist, in der die Luft wie in einem aufgeblasenen Luftkissen gespannt ist. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse ergibt sich, daß die Einsickerungslehre in den meisten Fällen die Erscheinungen erklärt. Gelegentlich kommen auch in geringem Umfange Einfüsse der Grundluft-

spannung vor, während die unterirdische Kondensation ganz zurücktritt. Die Nutzung des unterirdischen Wassers ist in erster Linie von Niederschlag und Verdunstung abhängig. Die Ergänzung des unterirdischen Wasservorrates durch unterirdische Kondensation spielt bei uns wasserwirtschaftlich keine Rolle.

J. Denner.

Wiesenthal: Untersuchungen über die Bedeutung der Wasserbewegung in einem Sandboden für seine Bewirtschaftung. (Zs. f. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. VIII. 3. 128—136. Berlin 1929.)

In einer Verwehungen ausgesetzten Talsandfläche eines Urstromtales in der Provinz Brandenburg hat Verf. den Grundwasserspiegel und den Wassergehalt der Bodenschichten über dem Grundwasserspiegel laufend gemessen. Es zeigte sich, daß die Niederschläge sehr schnell zum Grundwasserspiegel, der meist weniger als 1 m tief unter Flur lag, absickerten. **Koehne.**

Christian Mezger: Versuche über den Einfluß der Grundluft auf die Bewegung und Verteilung der Bodenfeuchtigkeit. („Der Kulturtechniker“. 32. 1929. 346—361.)

—: Versuche über den Einfluß der Grundluft auf das Entstehen von Grundwasser. (Gesundheitsingenieur. 52. 1929. 820—826.)

In den beiden Aufsätzen, deren Inhalt zum großen Teile der gleiche ist, sucht Verf. vermeintliche russische Naturbeobachtungen durch Versuche in Glaszylindern physikalisch zu erklären. Die Versuchsgefäße wurden im unteren Teile mit Kies und grobem Sand gefüllt. Darüber wurde feinkörniger Boden leicht eingestampft. Im unteren Teile des Kieses befindliches Wasser sollte das Grundwasser veranschaulichen. Wurde der feinkörnige Boden mit Wasser befeuchtet, so verblieb im oberen Teile des Kieses Luft. Es zeigte sich, daß der nasse Bodenpfropfen im oberen Teile des Zylinders luftdicht schloß. Die darunter im Kies befindliche Luft war also von der Außenluft getrennt und konnte eine viel höhere Spannung annehmen als diese.

MEZGER schoß nun beim Versuche, diese Laboratoriumserfahrungen auf die Natur zu übertragen, sehr weit über das Ziel hinaus, da ihm offenbar der geologische Bau und die Bodenverhältnisse nicht genügend bekannt sind. Er glaubte, daß solche abgeschlossene Grundluft von höherer Spannung als die Außenluft sehr weit verbreitet ist und also allgemein durch ihren Druck auf das Grundwasser den Spiegel in Röhren und Brunnen stark beeinflusst.

So glaubte er einen starken Grundwasseranstieg, der im Januar 1880 im Brunnen des Physiologischen Instituts in München bei Tauwetter eingetreten war, nur durch den Druck der Grundluft erklären zu können, obwohl gerade in München links der Isar eine luftdichte ununterbrochene Oberschicht sicher nicht vorhanden ist.

Bei der großen Tragweite, die MEZGER's Ansichten haben würden, wenn sie zuträfen, ist es nötig, an einer größeren Anzahl geeigneter Stellen den Spannungsunterschied zwischen Grundluft und Außenluft zu messen.

Koehne.

Nahsen: Die Praxis der planmäßigen Entwässerung im Braunkohlenbergbau. (Halle a. S. 1929. 59 S. 36 Abb.)

Das vorzügliche Büchlein bringt neben zahlreichen technischen Angaben auch hydrologische Erörterungen. Im Braunkohlenbergbau kommt es darauf an, das Wasser so herauszuziehen, daß keine Bodenteilchen mitgeführt werden. Entgegen der früher im Bergbau herrschenden Ansicht, daß manche Schichten, die man als schwimmendes Gebirge bezeichnete, überhaupt nicht entwässert werden könnten, stellt Verf. fest, daß jedes Gebirge entwässerbar ist.

Neu und wichtig ist ein Hinweis des Verf.'s auf die Bedeutung des Luftzutritts in die zu entwässernden Schichten. Wenn z. B. fette Tone über einer wasserführenden Schicht liegen, die von einem Schacht aus angezapft wird, kann die Luft nur sehr langsam, unter Umständen auch gar nicht eindringen. Infolgedessen kann dann das Wasser nicht recht entweichen. Erleichtert man also durch benachbarte Schächte oder Bohrungen den Luftzutritt, so fließt das Wasser viel leichter und schneller aus. Die zum Abzapfen des Wassers dienenden Filter soll man möglichst in die durchlässigsten Teile des Gebirges setzen. Dann rückt das Wasser auch aus dem weniger durchlässigen Gebirge nach.

Koehne.

Nahsen: Ein Verfahren zur zahlenmäßigen Bestimmung der Entwässerbarkeit von Sanden. (Braunkohle. 1929. H. 17. 356-358.)

Verf. benutzt die kapillare Aufstieghöhe als Maß der Entwässerbarkeit von Sandproben aus Braunkohlenwerken.

Koehne.

Steggewentz: Beiträge zur Kenntnis des Einflusses der Gezeitenbewegung auf die Steighöhe gespannten Grundwassers. (Rapporten en mededeelingen van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening. Mededeeling Nr. 9. Mai 1929. 63 S. 14 Abb. Holländisch mit deutscher Zusammenfassung.)

Verf. verfolgte an der Westerschelde bei Vlissingen zahlenmäßig die Beziehungen zwischen den Tideschwankungen im offenen Wasser und den entsprechenden Schwankungen des Wasserspiegels in Grundwasserbeobachtungsrohren. Es zeigte sich unter anderem, daß der Tidehub im Grundwasser demjenigen in der Schelde direkt proportional ist, z. B. war bei tieferen Röhren der Tidehub in 110 m Entfernung vom tieferen Teile des Scheldebettes auf 0,65 : 1 und in 380 m Entfernung auf 0,30 : 1 zurückgegangen. Bei flachen Röhren im oberen Grundwasser war die Verminderung des Tidehubs noch stärker.

Gute Abbildungen erleichtern das Verständnis der gründlichen Arbeit auch solchen Lesern, die die holländische Sprache nicht beherrschen.

Koehne.

H. Keller: Gegenwartsfragen der Wasserversorgung. (Deutsche Wasserwirtschaft. 1929. Nr. 6. 88.)

Ausgehend von den Ursachen der Wassernot, die im Bevölkerungszuwachs und in dem Zusammenziehen großer Menschenmassen nach den Großstädten, den gesteigerten Ansprüchen des einzelnen Menschen, sowie dem

großen Wasserbedarf neuer Industriezweige begründet ist, streift Verf. einige meteorologische Fragen (Verdunstungswerte, Niederschlagsvorausermittlung), die für die Dimensionierung von Speicherbecken zur Trinkwasserversorgung von Wert sind. Nach Erörterung der Herkunft des Grundwassers erwähnt Verf. noch einige künstliche Methoden der Wasserversorgung, ein Verfahren zur Förderung der Kondensation durch künstliche Bodenkühlung mittels Kühlröhren (patentiertes Verfahren Dr. KUMM-Braunschweig), ferner den sog. Luftbrunnen, System KNAPEN, der dazu dient, die Luftfeuchtigkeit selbsttätig durch Ausnützung von Luftströmungen zum Niederschlag zu bringen. Beide Verfahren kommen aber nur lokal und für kleine Wassermengen in Frage. Zu der Wasserentnahme für Wasserversorgung aus Grundwasserbecken und -strömen möchte Ref. noch die Wasserentnahme aus Brunnengalerien entlang größeren Flüssen erwähnen, wie es z. B. u. a. in Berlin der Fall ist. Hierbei erfolgt die Wasserentnahme aus dem der Havel und Spree zufließenden Grundwasserstrom einerseits und, da der Senkungstrichter der Brunnen den Vorfluter unterfährt und dabei Wasser in den Senkungstrichter absickert, andererseits mittelbar aus dem Vorfluter. Einige hygienische und technische Fragen sind noch kurz erwähnt. **J. Denner.**

Holler: Die Ermittlung der Wasserführung von Grundwasserströmen aus Pumpversuchsergebnissen. (Das Gas- und Wasserfach. 1929. 145 ff.)

Verf. weist auf neue Wege für die theoretische Behandlung von Grundwasserfragen hin, die wie alle theoretischen Methoden eben nur ungefähre Anhalte geben können. Ideal aufgebaute Untergrundverhältnisse gibt es in der Natur nicht und diese wären für mathematische Berechnungen erforderlich. Trotzdem dürfen selbstverständlich theoretische Methoden nicht ganz außer acht gelassen werden.

J. Denner.

Prenger: Die Wasserversorgung der Stadt Köln und das neue Wasserwerk bei Weiler. (Das Gas- und Wasserfach. Sonderausgabe vom 19. April 1929. 31 ff.)

Die Wasserversorgung der Stadt Köln erfolgt durch das Grundwasserwerk Hochkirchen mit der Druckstation Severin. Der Wasserverbrauch beträgt im Sommer zurzeit ca. 100 000 cbm/Tag. Um den in den letzten Jahren stark gestiegenen Wasserbedarf decken zu können, wurde 1926 mit dem Bau des neuen Wasserwerkes Weiler begonnen, das nach Ausbau 200 000 cbm Wasser pro Tag zu liefern vermag.

J. Denner.

Paul May: Rhein und Grundwasser im Stadtgebiet Düsseldorf und ihre hydraulischen Beziehungen zueinander. (1928. 52 S. Mit 5 Abb.)

Der Rhein weist im Stadtgebiet von Düsseldorf 5 starke Krümmungen auf. Verf. bespricht zunächst die großen Hochwasser von 1919 und 1920, die die Flußsohle um etwa 1 m vertieft haben (z. T. bis auf festen Fels). In den vom Wasserstand unbeeinflussten Gebieten zeigt sich im zehnjährigen

Durchschnitt ein Steigen des Grundwasserspiegels um 40 cm im Winter, ein Fallen im Sommer des Abflußjahres.

In einem mehrere Kilometer breiten Uferstreifen pflanzt sich bei Hochwasser des Rheins eine Druckwelle im Grundwasser landeinwärts fort. In 350 m Entfernung vom Rhein steigt das Grundwasser fast gleichzeitig mit dem Rheinspiegel. In 1 km Entfernung machte sich das Steigen nach 7 Tagen, in 2 km Entfernung nach 26 Tagen, in 3 km nach 40 Tagen bemerkbar, wobei sich der Anstieg mit der Entfernung vom Rhein natürlich abschwächte.

Die Stadt unterhält ein Netz von 98 Grundwassermeßbrunnen. Der Grundwasserstrom bewegt sich annähernd senkrecht auf den Rhein zu.

Es ist sehr zu begrüßen, daß die Erfahrungen der Stadtverwaltung durch solche Veröffentlichungen für die Allgemeinheit nutzbar gemacht werden.

Koehne.

H. Breddin: Die Wasserverhältnisse des Deckgebirges im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk. (Bergbauliche Rundschau. 3. Nr. 50.)

Nachdem die frühere besondere Wasserwirtschaftsstelle bei der westfälischen Berggewerkschaftskasse vor einigen Jahren hatte aufgegeben werden müssen, ist die vom Verf. auf Grund seiner in den letzten Jahren ausgeführten geologischen Untersuchungen im nordwestlichen Kohlenbezirk gegebene Abhandlung besonders zu begrüßen. Im Kreidedeckgebirge sind zwei Hauptwasserhorizonte zu unterscheiden, ein oberer Schwimmsand- (in unterenomanen Sanden) und ein unterer Kluftwasserhorizont (in den Mergelkalken und Kalken des Turon und Cenoman). Eine Mächtigkeitkarte der Plänerkalke gibt zugleich einen Anhalt für die Beurteilung der Gefährlichkeit der Wasserführung. Dauerndes Sumpfen und Wasserentleerung der weißen Mergel könnte vielleicht die Gefahr der in den Mergelkalken verbreiteten Salzwasser (unterer Kluftwasserhorizont) für den Bergbau vermindern, was in einzelnen Teilgebieten auch schon erreicht worden ist. Im oberen Wasserhorizont sind die Sandmergel und Sande des Unterenson die wasserführenden Schichten. Reine ton- und mergelfreie Sande weisen einen besonders hohen Wassergehalt (3—400 l pro m³ Sand), sie sind auch für spätere Wasserversorgung bedeutungsvoll. Da sie leicht Schwimmsand bilden, können sie im Bergbau nur mit Hilfe des Gefrierverfahrens durchteuft werden. Ebenso gefährlich für den Bergbau sind die weiter verbreiteten schwach tonigen Sande, sog. Formsande. Die Sandmergel bilden den Übergang der Formsande zu den festen, wasserfreien Mergeln. Bei ihnen tritt ein Fließen des Gesteins nicht mehr ein, jedoch zeigen sich auch bei ihnen für den Bergbau bedeutungsvolle Wasserzuflüsse aus den mehr sandigen Partien und Klüften eingelagerter Kalkbänke.

Im Tertiär des Westteiles des Industriegebietes beiderseits des Rheins sind vier auch hinsichtlich der Wasserführung verschiedene Schichtfolgen zu unterscheiden. Links des Rheins ca. 70 m mächtige, sehr wasserreiche, muschelführende Feinsande des Oberligocäns, darunter ca. 120 m tonige Mehlsande und mehlsandige Tone, die auch noch fließen können,

unter ihnen der ca. 10 m mächtige wasserstauende Septarienton. Die Basis des Tertiärs bilden ca. 10—20 m mächtige, hellgraue reine Sande, die wasserreichsten Tertiärsande des Industriegebietes.

Von Diluvialbildungen kommen nur die Talsande in den Tälern der Emscher, Lippe und Nebentäler sowie Lößablagerungen als wasserführende Schichten in Betracht. Bemerkenswert sind die Beobachtungen der Wasserführung beim Löß, wie sie Ref. auch von mitteldeutschen Lößgebieten her kennt.

J. Denner.

Koch: Die Grundwasserträger des Niederelbegebietes. (Das Gas- und Wasserfach. 1928. 37. H.)

Das Bohrchiv am Hamburger Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut besitzt ein reichhaltiges Material an Bohrproben, während die vorhandenen hydrologischen Unterlagen dürrtiger sind.

Im Gebiet bei Hamburg, bis etwa zur Linie Stade—Segeberg, fallen die Schichten flach nach NW ein, und zwar handelt es sich um Kreide, Alttertiär, Braunkohlensande und Obermiocän, darüber liegt diskordant das Quartär. Kreide und Alttertiär führen nur Sole und können daher für die Wassergewinnung nicht ausgenutzt werden; wohl aber kann aus ihnen Sole gewonnen werden, auch Gas ist in geringen Mengen angetroffen worden (Neuengamme). Glücklicherweise liegt über den soleführenden Schichten der mächtige und dichte Septarienton nebst etwas jüngeren Tonschichten. Eine mächtige grundwasserführende Schicht bilden die Braunkohlensande, die durch den Hamburger Ton in zwei Unterabteilungen getrennt sind. Sie kommen im SO mit dem Diluvium in Berührung, so daß, wenn man aus ihnen Wasser entnimmt, das Wasser aus dem Diluvium nachrücken kann. Das Wasser aus der tieferen Partie dieser Schichten ist meist — aber nicht immer! — weich und chlorarm; in den oberen Schichten ist es härter und eisenhaltiger. Verf. betrachtet auch die Druckverhältnisse in diesen Schichten, die er sich aber vorläufig nicht erklären kann. Eine stärkere Berücksichtigung hydraulischer Gesichtspunkte würde hier vielleicht zum Ziele führen.

In der Gegend von Altona, Eidelstedt und Oldesloe finden sich auch im Pliocän reine Quarzsande mit meist gutem Wasser.

Über dem Tertiär liegt das Diluvium, und zwar stellenweise in beckenartigen Auskolkungen der Tertiäroberfläche, in denen Sand und Kies durchlässige, zur Wassergewinnung geeignete Schichten bilden. Mit den im Gelände sich markierenden „Urstromtälern“ haben diese Auskolkungen nichts zu tun, da sie altdiluvial sind, während die „Urstromtäler“ jünger sind. Die Druckverhältnisse in dieser Schicht werden von Koch in einer Abbildung veranschaulicht; es ist ein erhebliches Druckgefälle vorhanden.

In der jüngsten Eiszeit hat das Eis das Hamburger Gebiet nicht mehr erreicht; seine Schmelzwässer haben aber im Elbtal und vielen seiner Nebentäler Kieslager abgesetzt, deren Wasserinhalt mit der Elbe in Verbindung steht, so daß man mit größeren Brunnenanlagen hier mittelbar Elbwasser gewinnt.

Koehne.

C. Gäbert: Ausgewählte Kapitel über Grundwasserverhältnisse des mitteldeutschen Industriebezirks, ihre Beziehungen zu Wasserversorgung und Bergbau. (Jb. des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung. 7. 1928. 127—137.)

Zwei Gebiete werden behandelt. Im Altenburg—Meuselwitzer Braunkohlengebiet sind (außer den Auengrundwässern) einheitliche Wasserhorizonte in den Liegendschichten und Hangendschichten des Hauptflözes vorhanden. Das wasserundurchlässige Flöz bedingt, daß die liegenden Wässer gespannt sind. Tritt hier infolge von Durchbrüchen, wie sie beim Bergbau geschaffen werden, Druckentlastung ein, so macht sie sich bis in das Einzugsgebiet durch Grundwassersenkung bemerkbar. In der Querfurt-Freyburger Mulde sind in den Flußablagerungen nur wenige Vorräte zu erschließen. Ein wichtiger Horizont ist jedoch die Röt-Muschelkalkgrenze, die trotz der Härte des Wassers oft allein in Frage kommt und mehrfach gute Resultate ergab. Besondere Wichtigkeit besitzt für zukünftige Versorgung großen Stils der Mittlere Buntsandstein, der ein 36 km breites artesisches Becken bildet mit großen Vorräten von geringem Härtegrad.

von Freyberg.

Hans Soupin: Bodenbelastung und Grundwasserstand. (Jb. des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung. 7. 1928. 138—144.)

Eine unter Löß liegende Kiesschicht führt artesisch gespanntes Wasser, das nicht, wie in einem Rechtsstreit behauptet worden war, unter dem Druck einer 43 m hohen darüber liegenden Halde austrat. Eine Ausquetschung von Grundwasser kann nur beim Zerbrechen der Körnchen oder der Zusammenpressung sperrig gelagerter Teilchen erfolgen und ist dann nur ein vorübergehender Vorgang.

von Freyberg.

Grahmann, Rudolf: Die diluvialen Flußläufe Westsachsens und ihre Beziehungen zu den Grundwasserströmen. (Braunkohle. 1925. Heft 8 und 9. 15 S.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 323.

Grahmann: „Grundwasserverhältnisse“ in der Erläuterung zu Blatt Riesa—Strala (Nr. 16) der geologischen Karte von Sachsen 1 : 25 000. II. Aufl. 1927.

Die Beigabe eines Abschnittes über „Grundwasserverhältnisse“ in den Erläuterungen geologischer Karten ist sehr zu begrüßen und läßt sich besonders bei zweiten Auflagen durchführen, bei denen der Geologe von manchen bei der ersten Bearbeitung vordringlichen Arbeiten entlastet ist und sich daher in andere mehr vertiefen kann. Es finden sich Angaben über Niederschlagsverhältnisse, über die Höhe des Grundwasserspiegels über NN; über die Ergebnisse von Pumpversuchen u. dgl. Vor allem wird die Beschaffenheit der geologischen Formationen in ihrer Bedeutung für die Grundwasserbewegung besprochen.

Die harten Gesteine des alten Gebirges (vornehmlich Silurquarzite, Glimmerschiefer, kristalline Grauwacken und Granit) führen Grundwasser

nur in den durch Verwitterung zerklüfteten oder vergrusten Teilen. Seine Menge, die naturgemäß nicht groß ist, nimmt nach den Talauen hin zu, wo das Wasser hier und da in Quellen und Bachsohlen heraustritt. Zur Gewinnung dieses Wassers sind Schachtbrunnen am besten geeignet.

Die Grundmoräne (Geschiebemergel) ist oberflächlich durch Verwitterung aufgelockert. An der Grenze der so entstandenen durchlässigen Zone gegen das dichtere frische Gestein findet sich den größten Teil des Jahres hindurch etwas Wasser, das für den Pflanzenwuchs sehr wichtig ist.

Zur Gewinnung des Wassers aus Geschiebemergel, das fast immer stark kalkhaltig ist, sind Schachtbrunnen ebenfalls am besten.

In die Glazialschotter sickert reichlich Wasser ein, selbst wenn sie mit Sandlöß überdeckt sind. Die Sohle der Schotter, die häufig aus Geschiebelehm besteht, kann unter oder über dem Wasserspiegelniveau der Täler liegen. In letzterem Falle treten zahlreiche Quellen auf. Die Wassererschließung kann hier durch Fassung solcher Quellen oder durch Brunnen erfolgen.

Im Oberlauf der Talau kann das Grundwasser ungehindert in die Bäche übergehen. Weiter abwärts sind die Talauen mit bis gegen 2 m mächtigem Auelehm ausgekleidet. Das Grundwasser ist hier schwach gespannt, so daß es in einem Falle nach Durchbohren der Lehmschicht um mehr als 1 m anstieg.

In den alten Schottern, die unter der Grundmoräne der zweiten Eiszeit liegen, ist die spezifische Ergiebigkeit z. T. sehr hoch (10,7 l/sec).

Im Rahmen des vom Sächsischen Geologischen Landesamte eingerichteten Grundwasserdienstes werden im Bereiche des Blattes Ries—Strahla 19 Brunnen wöchentlich seit 1921 beobachtet. Die wichtigsten Messungsergebnisse aus der Zeit von 1921—1926 sind mitgeteilt. **Koehne.**

Pietzsch: Grundwasserverhältnisse auf Blatt Hirschstein. Aus Erläuterung zu Blatt Hirschstein (N. 32) der Geolog. Karte von Sachsen 1 : 25 000. 1928. — Desgl. für Blatt Oschatz—Wellerswalde.

Vgl. auch das vorhergehende Referat. Hier interessiert besonders die Erörterung der Grundwasserverhältnisse im Elbtal. Für den amtlichen Grundwasserdienst werden im Bereiche des Blattes Hirschstein 13 Brunnen, des Blattes Oschatz—Wellerswalde 20 Brunnen wöchentlich beobachtet. Die Hauptergebnisse aus der Zeit von 1921—1927 sind mitgeteilt. **Koehne.**

G. Thiem: Die Aufsuchung artesischer Grundwässer im Oybingebiet für die Wasserversorgung der Stadt Zittau. (Gesundheitsingenieur. H. 14. 209.)

Der gesteigerte Wasserbedarf der Stadt Zittau erfordert eine Zusatzwassermenge von mindestens 65 l/sec zu den bisherigen aus der Grundwasserfassungsanlage auf der 8,5 km südwestlich von der Stadt gelegenen Teufelswiese gewonnenen Wassermengen von durchschnittlich 30 l/sec. Verf. beschreibt die hydrologischen Vorarbeiten im oberen Oybintale, einem geologisch zur oberen Kreide gehörenden Gebiet. Dem geologischen Aufbau entsprechend sind 2 verschiedene Grundwasservorkommen zu unterscheiden, gespanntes

Grundwasser im Quadersandstein und solches mit freiem Spiegel in den Niederungen des Goldbachtals. Das Sandsteinmassiv besitzt ein großes Aufspeicherungsvermögen für Grundwasser, das durch die an der Lausitzer Hauptverwerfungsspalte auftretende undurchlässige Granitbarre im N der Teufelswiese zurückgehalten wird. Die Untersuchung des Wasserhaushaltes im Oybingebiet ergibt, daß mindestens 104 l/sec Wasser zu gewinnen sind, ohne daß die Wasserführung der sichtbaren Gewässer beeinflusst wird. An Hand verschiedener Tiefbohrungen wurde auf den neuen Versuchsfeldern Schulwiese und Elfenwiese die spezifische Ergiebigkeit der Quelleinflüsse aus den Bohrungen und natürlichen Quellen berechnet. Die Formel für das artesische Ergiebigkeitsgesetz lautet:

$$Q = K \cdot s, \text{ wobei } Q \text{ die absolute Ergiebigkeit,} \\ K \text{ die spezifische Ergiebigkeit} \\ \text{und } s \text{ die zu } Q \text{ gehörige Absenkung bedeuten.}$$

Die spezifische Ergiebigkeit der bedeutendsten Quelle auf der Schulwiese, des sog. Steinflüssels, betrug 8 l/sec, d. h. bei je 1 m Absenkung seines natürlichen Spiegels liefert die Quelle je 8 l/sec. Die spezifische Ergiebigkeit der im Quellgebiet des Steinflüssels niedergebrachten Bohrung 2 (43,65 m tief) wurde in 2 Ergiebigkeitsversuchen zu 6 l/sec/m bestimmt, die der Bohrung 5 auf der Elfenwiese zu 4,2 l/sec/m. Durch die Erschließung der Tiefbohrung 2 auf der Schulwiese ist der Wasserbedarf der Stadt Zittau für die nächste Zeit sichergestellt.

J. Denner.

K. A. Redlich: Das Wasserleitungsprojekt für Teplitz-Schönau und Umgebung. (Der Grundwasserträger in der Fley usw.) (Geologie und Bauwesen. 1. 1929. H. 1. 73—75.)

Verf. bespricht eingehend die schwierigen Verhältnisse, mit denen die Vorstudien zu dem genannten Wasserleitungsprojekt zu kämpfen hatten. Als Quellgebiete wurden drei Stellen am Nordhange des Erzgebirges ermittelt. Die geologische Beschaffenheit des Untergrundes (Granit und kristalline Schiefer mit einer mächtigen alten Verwitterungsdecke) erzeugen ganz eigenartige Grundwasserverhältnisse, die kostspielige Aufschließungsarbeiten und Probebrunnen nötig machten.

Kieslinger.

Morton: Der Hirschbrunn-Quellenbezirk. (Mitteil. über Höhlen- und Karstforschung. Berlin 1927. H. 4.)

Der Hirschbrunn ist eine „Karstriesenquelle“ bei Hallstadt am Nordfuß des Dachsteins.

Unterhalb des Hirschbrunnens liegt ein See, aus dessen Grunde und Ufer ständig Quellen austreten. Im Wiesenhange bis zu etwa 7 m weiter oben findet man Quellen, die nur zu bestimmten Tageszeiten plötzlich zu laufen anfangen und bald wieder versiegen. Zu diesen gehört der Hirschbrunn. Das Anschwellen des unterirdischen Wasserstroms wird durch starke Regengüsse und Schneeschmelze hervorgerufen. Am 8. Mai 1927, bei starker Schneeschmelze, war das Wasser bis 14 Uhr an den Rand des Quelltopfes gestiegen und floß dann über.

Koehne.

Reinh. Lobeck: Die Wasserversorgung von Paris als Beispiel neuzeitlicher Wasserwerkserweiterungen. (Gesundheitsingenieur. H. 11. 1929. 162 ff.)

Wer mit Wasserversorgung moderner Großstädte zu tun hat, weiß, welche schwierigen Probleme den Verwaltungen hinsichtlich der Sicherstellung so ungeheurer Wassermengen, wie sie heute gebraucht werden, gestellt werden. Immer handelt es sich bei neuen Projekten oder Erweiterungsplänen bestehender Anlagen um die Entscheidung, ob für die Sicherstellung der Wassermengen nähergelegene Oberflächenwasser-Bezugsquellen oder Entnahme aus geeigneten, aber weiter entfernt liegenden Grundwasser- und Quellgebieten vorzuziehen sind. Die Stadt Paris steht vor der Frage der Vergrößerung ihrer Wasserversorgung. Paris benötigt nach Berechnung französischer Ingenieure für die nächsten 25 Jahre einen Zusatz von täglich 1,2 Mill. cbm Wasser zu der Mindestlieferung von 600 000 cbm/Tag der heute bestehenden Fassungsanlagen. Der heutige Wasserbedarf wird gedeckt durch 5 Grund- und Quellwasserfassungsanlagen, die teilweise über 100 km von Paris entfernt liegen, mit einer Leistung von ca. 450 000 cbm/Tag, die in trockenen Sommern auf ca. 300 000 cbm/Tag zurückgeht, ferner von 2 Oberflächenwasserwerken mit einer Leistung von 300 000 cbm/Tag. Der bisherige Bedarf beläuft sich für Paris auf 200 l pro Kopf und Tag (ebenso wie der der Stadt Berlin), für die nächsten 30 Jahre rechnen die französischen Fachleute jedoch mit einem Bedarf von ca. 400 l pro Kopf und Tag.

Nach umfangreichen hydrologischen Voruntersuchungen und aus zahlreichen Vorschlägen zur Lösung der zukünftigen Wasserversorgungsfrage für Paris haben sich zwei besonders beachtenswerte Entwürfe herausgeschält.

1. Die Wasserversorgung aus der Seine.
2. Der Entwurf Vals de Loire.

Beim ersten Entwurf stehen der Möglichkeit, die erforderliche Zusatzmenge von 13 cbm/sec für das Jahr 1955 mit verhältnismäßig niedrigen Anlagekosten sicherzustellen, die bedeutenden Betriebskosten der Wasseraufbereitung und Hebung der gesamten Wassermenge, sowie der durch die hohen Sommertemperaturen verschlechterte Geschmack des Wassers gegenüber.

Beim zweiten Entwurf der Wasserfassung in den Alluvionen des Loiretales ist die Wasserbeschaffenheit ohne Aufbereitung und Entkeimungsnotwendigkeit gut, jedoch sind die Kosten der Zuleitung und Anlagekosten des Gesamtentwurfes enorm hoch. Der Entwurf Vals de Loire mit einer wirtschaftlich am günstigsten, d. h. für den mittleren Jahresverbrauch bemessenen Zuleitung ist dem Seine-Entwurf trotz der bedeutend höheren Kosten vorzuziehen nach dem Grundsatz, der auch bei uns in Deutschland gilt, daß die Kosten der Zuleitung gegenüber der unbedingt notwendigen Beschaffung einwandfreien Trinkwassers zurücktreten müssen. Mehrleistung im Sommer und Spitzenleistungen müssen dann durch Oberflächenwasser gedeckt werden. Die bei den hydrologischen Vorarbeiten und seinerzeit bei der Ausführung gewonnenen Erfahrungen werden zweifellos andern Städten und Ländern zum Nutzen gereichen, denn das Problem der Wasserbeschaffung ist wohl allen gemein.

J. Denner.

Laroux, Ed.: Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au sud de Boulogne-sur-Mer. (Mém. de la Soc. géol. du Nord. Lille 1929. 8. 2. 52 p. 6 Taf.)

G. Traub: Die Wasserkraftanlage am Shannon in Irland. (Deutsche Wasserwirtschaft. Nr. 4/5. 24. Jahrg. S. 49.)

Durch 59 Abbildungen und Profile illustrierte Beschreibung der Anlage und deren Bau und ihre wirtschaftliche Bedeutung. **Denner.**

Gunnar Holmsen Et hittil upaa-aktet grundvandsforraad i vore lertrakter. (Ein bisher unbeachteter Grundwasservorrat unserer Lehmgegenden.) (Norsk geologisk tidsskrift. 10. H. 1—2. Oslo 1928. 76—92. Norwegisch. 3 Fig.)

Die (quartären) Lehmlagerungen Norwegens enthalten oft artesisches Wasser. An verschiedenen Stellen in Südnorwegen wurden Bohrungen durch die Lehmschichten ausgeführt. Verf. sieht nämlich in einer solchen Drainierung ein Mittel zur Vorbeugung der verheerenden Lehmfälle (vgl. GUNNAR HOLMSEN: Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. Siehe folg. Ref.). Aus vielen dieser Bohrlöcher strömt das Wasser ständig heraus — der Grundwasser-Spiegel befindet sich in den (kleinen) Talsenken oft mehrere Meter über der Oberfläche. Das Wasser ist oft als Trinkwasser geeignet. Folgende Analysen werden gegeben:

1. Wasser aus artesischem Brunnen am Hof Hønsen in Sörum, Südostnorwegen (Probe genommen Novbr. 1927, analysiert von BÖCKMAN):

Verdampfungsrückst. bei 180° getrocknet	690,4	mg/l
Unlöslich in HCl (Kieselsäure und Silikate)	18,8	„
NH ₃	0,85	„
Fe ₂ O ₃	0,21	„
CaO	35,7	„
MgO	45,3	„
Cl.	138,5	„
SO ₄	76,0	„
Nitrate	Spur	
Nitrite ?	0	

Alkalinität: 7,05 cm³ nHCl/l

Härte: 3,57 + 4,53 · 1,4 = 9,9°

P_H = 8,1

2. Wasser aus artesischem Brunnen bei Skea, Sörum (Probe genommen November 1927, analysiert von BÖCKMAN):

Verdampfungsrückst. bei 180° getrocknet	5175	mg/l
Unlöslich in HCl	26	„
NH ₃	2,2	„
Fe ₂ O ₃	0,7	„
CaO	373,1	„
MgO	254,7	„
Cl.	2600	„
SO ₄	482	„

Nitrate	Spur
Nitrite	0
Alkalinität: 6,0 cm ³ nHCl/l	
Härte: 37,3 + 25,47 · 1,4 = 73°	
P _H = 7,5	

Das Wasser von Hönsen ist ein brauchbares Trinkwasser, jenes von Skea ist für die Haushaltung unverwendbar. Frische Proben vom letzteren riechen nach H₂S, der Geruch ist aber schon über Nacht verschwunden und das Wasser gibt dann keine H₂S-Reaktion.

Die Zusammensetzung des artesischen Wassers ist keine konstante. Die Bohrungen bei Hönsen und Skea wurden im Frühling vorgenommen. Später wurden (vom Verf. und BÖCKMAN) von Zeit zu Zeit Chlorbestimmungen gemacht, mit nachfolgendem Ergebnis:

	Skea	Hönsen
Verf. 18. Juni . . .	0,201 Cl	0,0188 Cl
„ 25. „ . . .	0,226 „	— „
„ 15. Okt. . . .	0,257 „	0,0142 „
BÖCKMAN 6. Nov. . . .	0,260 „	0,0138 „
„ 8. März . . .	0,269 „	0,0136 „

Olaf Anton Broch.

Gunnar Holmsen: Lurfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. (Die Lehmfälle bei Kokstad, Gretnes und Braa [Norwegen]). (Norges geologiske undersökelse. No. 132. Oslo 1929. 3—40 norwegisch, 41—45 english summary. 11 Fig. Photographien und Karten der Einstürze, schematische Bohrprofile.)

Die marinen (quartären) Lehmablagerungen Norwegens werden oft mit verheerenden Einstürzen („lurfald“ = Lehmfälle) heimgesucht. Der größte Lehmfall aus historischer Zeit ist derjenige von Vaerdalen (1893) im Trondhjem-Gebiet. 292,03 ha stürzten ein, 863,87 ha wurden mit Wasser und „Lehm-Brei“ (bezw. Lehm-Suppe) überschwemmt. Von den 250 Bewohnern des Gebietes wurden 112 getötet.

Die typischen Lehmfälle bestehen in einem plötzlichen Ausströmen von weichem Lehm aus dem Boden, im allgemeinen unmittelbar von einem Bersten der überliegenden festen Schichten gefolgt, wonach die aufgebrochenen Schollen auf dem „flüssigen“ Lehm mit großer Geschwindigkeit den Flüssen oder den Fjorden zuströmen. Ein Lehmfall kann zu jeder Jahreszeit eintreffen.

Die in vorliegender Abhandlung beschriebenen Lehmfälle von Kokstad in Gjerdrum, Südostnorwegen (21. Okt. 1924) und von Gretnes in Borge, Südostnorwegen (17. und 18. April 1925) gehören zum gewöhnlichen Typus. Mechanische Analysen zeigten, daß in beiden Fällen wasserreiche Schichten reich an Feinsand unter der obersten, harten Lehmschicht vorhanden waren. Beim letzterwähnten Lehmfall bildete sich das bei solchen Einstürzen häufig beobachtete Ausbruchtor an der Talseite (oder vielmehr mehrere Tore, weil der Lehmfall in mehreren Wiederholungen erfolgte), durch welches der Schlammstrom mit seinen Lehmschollen stürzte. Hinten entstand ein typisches, kreisförmiges Einsturzgebiet.

Der Lehmfall von Braa (Bynesset, Trondhjem-Gebiet) geschah in mehreren Reprisen während des Frühlings 1928, und weicht von den obenerwähnten dadurch ab, daß kein Schlammstrom sichtbar war. Durch Bohrungen wurde konstatiert, daß die Lehmablagerungen wasserreiche Schichten enthalten. Das Grundwasser steht unter artesischem Druck und enthält 2,2 % Salze, hauptsächlich NaCl. An mehreren Stellen stieg das Wasser 5—6 m über die Oberfläche durch die Bohrlöcher. Der reichste dieser artesischen Brunnen gab 9 l pro Minute. — Verf. sieht die Ursache des Lehmfalles in Variationen im Wassergehalt der Schichten. Hydrostatische Messungen in den norwegischen Lehmablagerungen haben ein solches Wechseln gezeigt, und zwar ist der Wassergehalt von Jahreszeit und Niederschlag abhängig.

Versuche zur Stabilisierung sind in der letzten Zeit ausgeführt worden (vgl. G. HOLMSEN: Et hittil upaa-aktet grundvandsforraad etc. Siehe vorstehendes Referat).

Olaf Anton Broch.

Blake, G. S.: Geology and Water Resources of Palestina. (Jerusalem 1928. Fol. 51 S. Mit geol. Kartenskizze. Preis 100 RM.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 695.

Picard, Leo: Spring and Ground Waters in Esdrelon Valley and the Coastal Plaine. (Bull. of the Ass. of Engineers a. Architects of Palestine. Construction and industrie. Tel Aviv. VI. No. 5—6. Mai—Juni 1927. 8—10.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 244.

4. Artesische Quellen.

Bieske: Welcher artesische Brunnen besitzt die größte Überlaufmenge? (Pumpen- und Brunnenbau. Bohrtechnik. 1929. 59—61.)

Ein Brunnen in Memel lieferte 182 l/sec, die 0,8 m über Flur ausliefen. Die Bohrung ist 262 m tief und reicht in die Dolomitschichten des Zechsteins. Die Bohrung ist oben 406 mm, unten 216 mm weit.

Der Jordansprudel des Bades Oeynhausens liefert 116 l/sec.

Koehne.

H. Horusitzky: Die artesischen Brunnen der Distrikte von Kapuvár und Csorna im Komitat Sopron. (Herausgeg. v. d. ungarischen Geolog. Anst. Budapest 1929. 1—50. Ungarisch mit ausführlichem deutschen Auszug.)

Das Gebiet ist aus pontischen, levantinischen, pleistocänen und holocänen Bildungen aufgebaut. Die pontischen Schichten sind „bei einer antiklinalen- und synklinalenartigen Lagerung“ schachbrettartig zerbrochen. Die tiefste Bohrung (460 m) hat das Liegende der pontischen Serie nicht erreicht. Die levantinischen Schichten bestehen zu unterst aus Ton, darüber folgen Sand, sandiger Ton in häufiger Abwechslung, z. T. linsenartig. In den Talsohlen sind zwischen die sandigen Tonschichten auch Gerölle eingelagert, Schotterkegel und -terrassen ergänzen die levantinische Serie. Das Pleistocän besteht aus einem sandig-schotterigen Komplex untergeordnet mit zwischengelagerten Tonschichten. Einzelne torfhältige Zwischenlagen,

besonders in zwei Horizonten, verweisen auf gewisse Änderungen des Klimas. Nach des Verf.'s Meinung entsprechen die beiden torfigen Schichten zwei interglazialen Perioden. Sandiger Löß aus dem oberen Pleistocän ist charakteristisch.

Die meisten der artesischen Brunnen liefern ihr Wasser aus den glimmerigen Sandschichten der pontischen Stufe, die abwechselnd aus Ton, Sand und Sandsteinbänken aufgebaut ist mit einzelnen dünnen Lignitschichten. Das Wasser dieser Brunnen steigt an die Oberfläche; die Temperatur des Wassers schwankt zwischen 12,5—25° C. Die geothermische Tiefenstufe beträgt im westlichen Teil des Gebietes 19—20 m, in den Tälern der Flüsse Kistrába und Répce 23—24 m und im östlichen Teil 26—30 m.

Den zweiten wasserführenden Horizont bilden die sandigen Schichten der levantinischen Schichten. Bezüglich der aus diesen Bohrungen berechneten geothermischen Tiefenstufen gilt hier das gleiche: von W (16 m) nach O (26 m) steigt der Wert der Tiefenstufe. Schließlich werden die aus pleistocänen Schichten gespeisten artesischen Brunnen besprochen.

A. Vendl.

Heim, Arnold: Die artesischen Quellen der Bahreininseln im Persischen Golf. (Verh. d. Schweizer. Naturf. Ges. Aarau 1927.)

O. E. Meinzer: Compressibility and Elasticity of Artesian Aquifers. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 222. Abstract.)

Es wird durch geologische Überlegungen und Laboratoriumsversuche nachgewiesen, daß die Träger artesischen Wassers in den meisten Fällen kompressibel und elastisch sind. Die Kontraktions- und Expansionsbeträge sind natürlich nur gering.

Curt Telchert.

5. Auflösung und Absatz.

Stolberg: Aktive Wasserhöhlen im Harz. Hermannshöhle und große Trogsteinhöhle. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. Berlin 1928. H. 2. 33—50.)

I. Hermannshöhle.

Bei Rübeland, oberhalb der zur Hermannshöhle führenden Straße, dringt auf einer etwa 100 m langen Uferstrecke Wasser aus der Erde in zerklüftetes Blockwerk des oberdevonischen Korallenkalkes ein. An einer in der Luftlinie 550 m entfernten Stelle tritt es in einer Quelle vom Vacluse-Typus wieder zutage. Der unterirdische Wasserlauf liegt teils in engen stollenähnlichen Strecken mit gespanntem Wasser, teils weist er freien Spiegel auf und ist vielfach von der Hermannshöhle aus zugänglich. Das Wasser fließt offenbar nicht in einem einheitlichen Bett, sondern verteilt sich vielfach auf allerlei Klüfte und Höhlen, die im einzelnen noch nicht bekannt sind. An einer genauer erforschten Stelle am Fuße einer Sinterwand fließt das Wasser bei nicht zu großer Wasserführung durch ein stollenartiges Bett; bei Hochflut wird das Wasser hier gespannt und das Wasser, das die Höhle hier nicht aufnehmen kann, fließt dann durch eine 130 m lange Umflut-

strecke, den Labyrinthgang, der zickzackförmig durch sich rechtwinklig kreuzende Spalten läuft; er ist meist nur 50 cm breit und kaum 70 cm hoch.

Früher, als die Bode in einem höheren Niveau floß, ist ebenfalls Wasser aus ihr durch den Felsen geflossen und hat in mehreren Höhenlagen, in 27, 22, 17 und 6 m Höhe über dem jetzigen Spiegel, Höhlensysteme ausgenagt. Die drei oberen Systeme sind heute infolge Verbruchs teils verbunden, teils sogar zu großen Versturzlräumen vereint und bilden die sog. „Obere Sohle“ der Hermannshöhle.

Die „Mittlere Sohle“, 6 m über dem Fluß, bildet ein durchschnittlich 7 m breites, flach gespanntes Gewölbe von 0,75 bis etwa 2 m Höhe. Sie ist sehr reich mit Tropfsteinabsätzen geschmückt.

II. Große Trogsteinhöhle.

Im Südharz, an der Steina, liegt ein sehr lehrreiches 4 qkm großes Karstgebiet. Es wird im N durch die Eisenbahnstrecke Tettenborn—Osterhagen (Hauptbahn Nordhausen—Northeim) begrenzt, östlich vom Trogsteinmassiv und westlich von den flachen Wiesenmulden, die den Steinagrund umsäumen. Sein Wahrzeichen bildet der „Römerstein“, ein Zechsteinkorallenriff. Die Steina versinkt unterhalb des Römersteins im klüftigen Dolomit; ein zweites Gewässer dringt am Trogstein in die „Große Trogsteinhöhle“ ein, durchfließt sie, tritt unter der „Fitzmühle“ genannten Felswand wieder zutage und speist den Nixsee, der zeitweilig hoch angefüllt wird und zeitweilig trocken daliegt. Der Tettenborner Karst enthält drei größere Höhlen, das Weingartenloch und die Kleine Trogsteinhöhle, die stark verbrochen sind, sowie die Große Trogsteinhöhle, die noch kaum unter Verstürzen gelitten hat und in der man den unterirdischen Wasserweg kennenlernen kann. Ihr Eingang liegt unter der 35 m hohen überhängenden Gipswand des Großen Trogsteins neben einer gewaltigen Doline (Kesselbruch), in der ein Bach versinkt. Durch den vorderen Teil der Höhle verläuft eine Verwerfung zwischen Gips und Hauptdolomit.

Der hintere Teil der Höhle liegt ganz in Gips. Seine Sohle ist mit meterhohem Schotter und Sandbänken bedeckt, die in dem vor den Engpässen aufgestauten Wasser abgesetzt sind.

Die Gestalt der Höhle ist in den einzelnen Teilen sehr verschieden; so findet man an der Verwerfung eine 14 m breite, 8 m hohe Halle, in wagrechten Gipschichten dagegen ein 8 m breites, nur 60 cm hohes Gewölbe.

Der unterirdische Bachlauf ist 670 m (in der Luftlinie 550 m) lang bei einem durchschnittlichen Gefälle von 1 : 30.

Koehne.

Czoernig-Czernhausen: Basalthöhlen: Die Zwerglöcher bei Karlsbad. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. 1918. 50.)

Im Basalt des Schwedelbergs bei Karlsbad befinden sich röhrenartige Höhlen von 150 bis 4 cm, meist aber 10 bis 35 cm Weite. **Koehne.**

Bock: Zur Altersfrage der Dachsteinhöhlen. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. 1927. H. 1. 5.)

Verf. untersucht die Frage, inwieweit die Last des Gebirges bei Kalksteinen Klüfte und Höhlen zusammendrücken muß. Er kommt zu dem Er-

gebnis, daß bis 100 m Tiefe noch alle Klüfte und Sprünge und Höhlen offen bleiben. In größerer Tiefe sollen in nach unten zunehmendem Maße die Klüfte zgedrückt werden, die rundlichen vom Wasser ausgefressenen Höhlen aber offen bleiben. Die Wasserbewegung soll sich also in den oberen Teufen in einem Netzwerk von Klüften vollziehen, in größeren Tiefen sich aber auf einzelne Wasserläufe konzentrieren. Solche bleiben in festem Kalkstein noch in 1000 m Tiefe offen.

Koehne.

Biese: Über einige Höhlen der Schwäbischen Alb. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. 1927. H. 3. Berlin.)

In der Falkensteiner Höhle bei Urach entspringt die Elsach in einer Entfernung von 402 m von der Tagesoberfläche. Sie durchfließt die Höhle mit geringem Gefälle und verschwindet 85 m von der Tagesoberfläche in Spalten, aus denen sie weiter unterhalb zutage tritt (30 m unter dem Höhleneingang).

Koehne.

Seifert: Studien an Höhleneis. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. Berlin 1927. H. 4. 107—127.)

Man unterscheidet „statische“ Eishöhlen (Kältespeicher) und „dynamische“ Eishöhlen, durch die der Wind streicht. Zu diesen gehört die Eisriesenwelt im Tennengebirge, deren Eis der Verf. vom kristallographischen Standpunkt aus näher untersucht hat.

Koehne.

Cramer: Druckleitungsformen durch reine Gesteinsauflösung. (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. 1927. H. 2. 56—58.)

In den Höhlenwandungen in Franken findet man häufig sehr schön erhaltene Versteinerungen, die durch chemische Auflösung der benachbarten Kalkgesteine herauspräpariert sind, aber nicht vorhanden sein könnten, wenn die Wandungen durch mechanische Wirkungen abgeschliffen wären. Häufig sind die Höhlen zum mehr oder minder großen Teil mit Lehm erfüllt. Das Sickerwasser setzt auf der Oberfläche des Lehms häufig eine Kalkkruste ab. Es wird dadurch so von Kalk entlastet, daß es befähigt wird, auf seinem weiteren Wege in die Tiefe von neuem Kalkcarbonat aufzulösen. Es zieht sich nun an der Grenze des Lehms gegen die Felswand hinab, löst dabei den Kalkfelsen auf und erweitert so die Höhle auf rein chemischem Wege.

Koehne.

Lehmann, O.: Das Tote Gebirge als Hochkarst. (Mitt. Geogr. Ges. Wien. 70. 1927. 6 Textabb. u. 8 Bilder auf 3 Taf.)

Hauptverband deutscher Höhlenforscher. „Die Alpina dell'Giulie“ in der Tiefe des Schachtes von Verco. (518 m unter der Erde bei Canale d'Isonzo.) (Mitt. üb. Höhlen- u. Karstforschung. 1929. H. 1. 38—40.)

Auf dem Hochplateau von Bansizza, einem Kalkmassiv, öffnet sich im Grunde einer kleinen Doline auf der Kote NN + 600 m ein Schlund, durch den die Höhlenforscher nach einer ungewöhnlichen Trockenheit mehr als 500 m tief hinabdringen konnten. Sie wurden dabei vielfach durch Sinkwasser gehindert, das wohl Becken am Fuße von Wasserfällen bildet, sich

aber im großen und ganzen senkrecht abwärts bewegt. In der Tiefe erst liegt Grundwasser, das anscheinend in seitlicher Richtung dem Isonzo zufließt.

Koehne.

A. C. Swinnerton: The Caves of Bermuda. (Geol. Mag. 66. 1929. 79—84.)

Ein vorläufiger Bericht über eingehende Untersuchungen an den sehenswerten und geologisch interessanten Höhlen im Walsingham-Kalkstein (Frühpleistocän oder Spätpliocän) der Inseln. **F. Machatschki.**

Palmer, H. S.: Karrenbildung in den Basaltgesteinen der Hawaischen Inseln. (Mitt. Geogr. Ges. Wien. 70. 1927. Heft 4—6.)

6. Tiefenwasser (einschl. Mineralquellen).

G. Berg: Geologische Bedingungen für die Abgrenzung von Quellenschutzbezirken. (Zs. f. prakt. Geol. 36. Jg. 1928. 124—128.)

Die Thermen und großen Mineralquellen liegen fast immer im Gebiet von Bruchtektonik, aber nicht auf den Verwerfungsflächen selbst, sondern auf klaffenden Begleitpalten. Meist befindet sich über der Quelle gewöhnliches Grundwasser, das von dem aus der Tiefe steigenden Wasser durchbrochen wird. Geschützt werden müssen die Quellen gegen Verunreinigung (Immission) und vor allem gegen Störungen der Druckverhältnisse. Denn jede Änderung in der Druckverteilung und der damit zusammenhängenden Strömungsrichtung kann eine Änderung der Austrittsstelle, der Ausflussmengen und des Mischungsverhältnisses mit dem oberen Grundwasser hervorrufen. Das Anlegen und Auspumpen von tiefen Baugruben oder gar Bergwerken in der Nähe von Mineralquellen ist zu untersagen. Auch mit Bergbau in der weiteren Umgebung muß man äußerst vorsichtig sein. Z. B. kann Bergbau im Oberlauf eines an der Quelle vorüberfließenden Wasserlaufs dessen Wasserführung ändern. Dadurch können wieder die Grundwasserverhältnisse geändert werden und es kann so die Quelle beeinträchtigt werden. Selbst mit landwirtschaftlichen Dränungen muß man im Quellgebiet vorsichtig sein. Aufstau des Grundwassers, z. B. durch tiefgegründete größere Gebäude oder durch Rückwirkung eines Staus im offenen Wasser, muß ebenfalls vermieden werden.

Man unterscheidet in der Regel zwischen einem engeren und einem weitem Quellenschutzbezirk. Im engeren Schutzbezirk sind gewöhnlich Aufgrabungen von mehr als 2 m ohne besondere Genehmigung verboten, im weiteren solche von mehr als 6 m sowie alle Wasserentnahmen mit motorischer Kraft. Die Umgrenzung der Schutzbezirke erfolgt der Bequemlichkeit halber meist durch einen Kreis, z. B. von 2 km Radius. Auch zu einer Quellsanierung bedarf der Besitzer der Genehmigung der Behörde, die einen Geologen zuzieht.

Koehne.

E. Maurer: Über Mineralquellen. (Gesundheitsingenieur. 52. Jg. 1929. 25. H. 438—440.)

Verf. gibt zunächst eine kurze Einführung in die Mineralquellenkunde und weist darauf hin, daß man mit Veränderungen des Quellauslaufes sehr

vorsichtig sein muß. Legt man den Quellauslauf höher, um das Wasser den Nutzungsstellen leichter zuleiten zu können, so läßt die Quelle leicht nach. Mit Tieferlegung des Quellauslaufes kann man manchmal Erfolge erzielen. Im allgemeinen läßt sich aber dadurch die Schüttung bei Mineralquellen nicht wesentlich erhöhen.

Das umgebende Grundwasser ist wichtig für die Steighöhe der Mineralquellen; wird es abgesenkt, so sinkt oft auch der Mineralwasserspiegel.

MAURER faßte in Brasilien zwei Schwefelthermen, bei denen die Schüttung konstant war, gleich, in welche Höhe man den Auslauf legte, sofern er nicht höher als 1 m über Gelände zu liegen kam.

Koehne.

H. Drolz: Der Kohlensäurewassereinbruch beim Teufen des Friedrich-Schachtes in Zabřeh a. d. Oder. (Montanistische Rdsch. 1928. Nr. 16. 499.)

In Anlehnung an vorliegende Betriebsberichte wird eine Schilderung der in ihrer Art wohl einzig dastehenden Kohlensäurewassereinbrüche gegeben, die sich am 8. April 1902 beim Abteufen des Wetterschachtes und am 1. Mai 1902 in dem zu gleicher Zeit abgeteufte Förderschachte der Friedrich-Schachanlage in Zabřeh (Ostrau-Karwiner Kohlenrevier) ereigneten. An Hand von Profilen durch den Friedrich-Schacht und die umliegenden Bohrungen zeigt Verf., daß die hochgespannten CO_2 -haltigen Wasser an Tertiär-sande und -Schottermassen (sog. „Auswaschungen“) unter der eocänen „Tegel“-Bedeckung gebunden waren, welche nach Ansicht GÖTZINGER's eine vielleicht tektonisch bedingte beckenförmige Einsenkung in der Oberfläche des Kohlengebirges erfüllten. Die Entspannung der Wasser wurde im ersten Falle durch zufälliges, im zweiten Falle durch beabsichtigtes Anbohren der CO_2 -wasserhaltigen Schicht ausgelöst. Der erste Einbruch erfolgte explosionsartig bei einem Wasserzufluß von 22,54 m³/min. Die Kohlensäure stieg rasch bis zum Tagkranz des Schachtes und „ergoß sich wie Wasser um den Schacht herum“.

Wie die Messungen im Förderschachte ergaben, erfolgten noch 2 Monate später im Abstände von oft mehreren Tagen periodisch weitere Kohlen-säureausbrüche, so daß der Kohlensäuregehalt im Schachte gegenüber einem mittleren Kohlensäuregehalt von 4,5—6,5 % Maxima von über 42 % und Minima von nahezu 0 % zeigte. Letztere kündigten regelmäßig erneute stärkere CO_2 -Ausbrüche an.

Fr. Buschendorf.

Schwinner, R.: Der Säuerling von Perbersdorf (Mittelsteiermark). (Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1925. Nr. 11. 3 S.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 376.

E. Noszky: Der Pseudogeysir von Ránk-Herlány. (Zs. prakt. Geol. 37. 1929. 72—73.)

Prüfung der theoretischen, physikalischen Seite des von J. BUCHTALA (Ref. dies. Jb. 1929. II. 212) beschriebenen Apparates durch V. ZSIVNY ergab, daß der Apparat die Erscheinungen der Kaltwasser-Geysirarten phänomenologisch wiedergibt und in diesem Sinne auch erklärt. Es muß jedoch in Erwägung gezogen werden, ob bei dem Geysir von Ránk-Herlány, auf den BUCHTALA seine Theorie angewandt hat, die Existenz eines solchen

Rohrsystems mit besonderer Rücksicht auf die Kapillarkräfte annehmbar ist. In den tonigen Schichten des Miocäns bei Herlány ist nicht so leicht wie im Kalkgebirge die Herausbildung eines solchen Rohrsystems vorauszusetzen. Den geologischen Verhältnissen zufolge kann sich der Heberaum und das schlängelnde Rohrsystem nicht entwickeln, und es kann auch eine Bewegung einer mit Luftteilen unterbrochenen Wassersäule tief unter der Erosionsbasis nicht stattfinden.

Der allgemein angenommene Gasgeysir-Charakter ist vielmehr entsprechend, wenn auch nicht vollständig. Mit Hilfe der Auftreibungskraft des Gases können, wenn auch das Wie in der Tiefe nicht ganz genau bekannt ist, ihre Wirkungen, die Haupteruptionen, sowie die mit der Überwindung der Hindernisse sich einstellenden Nebenerscheinungen ziemlich gut erklärt werden. Weiterhin können durch Druck und Gasverminderung und als deren Folgen durch Veränderung der Lösungsfähigkeit und durch Auslaugen gewisser Bestandteile im Sammelgebiet auch die beobachteten chemischen Veränderungen einfacher und natürlicher erklärt werden, viel besser als mit den komplizierten Hebersystemen, den gewölbeartigen Sammelräumen und den Gangrohrsystemen, in welchen aber auch Kapillarkräfte wirksam sein müssen.

M. Henglein.

Nikolov, Naum und W. G. Radev: Hydrogeologische Untersuchungen der Umgebung der Thermalquellen im Karlovo-Bezirk (Bulgarien). (Zs. d. Bulg. geol. Ges. Jg. I. Heft 1. 5—59. 9 Fig. im Text. 6 Taf. Bulgar. mit deutscher Zusammenfassung.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 530.

J. P. Voitești: Étude géologique sur les sources minérales des Bains d'Hercule. (Französischer und rumänischer Text.) (Annales des Mines de Roumanie. 4. 115—135. Bucarest 1921.)

Verf. bespricht Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Herkulesbad und das Auftreten der thermalen Mineralquellen. Sie stehen mit den tertiären Eruptionen in Siebenbürgen und im Banat in genetischer Verbindung. Am Schluß werden praktische Vorschläge zur Verbesserung der Quellenanlagen gemacht.

A. Streckelsen.

Renngarten, W. P.: Description géologique des environs des sources minérales de Matsesta et d'Agoura. (Geolog. Komitet, Materiali po obstschei i prikladnoi Geologii, Lief. 56. 1927. 108 S. 3 Taf. Russ. mit franz. Resumé.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 538.

Wasiliewski, M. M. et P. I. Iwtschenko: Aperçu géol. des sources minérales du Psécoups. (Istwestija Geol. Kom. 46. 1921. 269—279. 2 Abb. Russ. mit franz. Überblick.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 534.

A. Frank-Kameneckij et N. Vaksberg: La source minérale de Gonja dans la région de l'Amour. (Compt. Rend. de l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1929. A. 291. Russisch.)

Die Gonza-Quelle befindet sich in Sibirien, im Amur-Gebiet, im Zeisk-Goldbezirk, zwischen den ussurischen Eisenbahnstationen Taldan und Magda-

gačy. Die Wasserscheide Urkan—Amur, wo die Quelle entspringt, besteht aus sehr metamorphosierten Tonschiefern und Sandsteinen, die auf Syenit liegen. Die Quelle ist kalt (2,5—0,5°), reich an Kohlensäure (ungefähr 3000 mg freie CO_2 in 1 kg H_2O) und an Ca-Mg-Verbindungen (ungefähr 2 g Ca und Mg in 1 kg H_2O , als doppeltkohlensaure Salze). Es gibt auch ein wenig Alkalien und Eisen (151,5 mg Na-K-Ionen und 9,7 mg Fe-Ionen in 1 kg H_2O). Der große Gehalt an $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ und die Abwesenheit von schwefelsauren Anionen sind in balneologischer und therapeutischer Hinsicht sehr wichtig.

Die chemische Zusammensetzung des Wassers der Gonža-Quelle (g/kg):

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	
Dimensionen der Grube . . .	Tiefe 1,5 m	Tiefe 2,8 m	Tiefe 0,4 m	
	Breite 1,4 m	Breite 0,5 m	Breite 0,4 m	
	Länge 2,1 m	Länge 0,8 m	Länge 0,4 m	
Datum der Probenentnahme. .	11. VII. 28	12. VII. 28	12. VII. 28	
Temperatur °C	2,5°	0,5°	1,25°	
Reaktion {	Lackmus	sauer	sauer	sauer
	Phenolphthalein	„	„	„
	Metylorange	alkalisch	alkalisch	alkalisch
H ₂ S	0	0	0	
NH ₃	0	0	0	
N ₂ O ₆	geringe Spur	geringe Spur	geringe Spur	
N ₂ O ₃	0	0	0	
Oxydierbarkeit (in Mg.O) . .	2,75	6,7	7,6	
Abdampfrückstand bei 110° C.	1,7716	1,0548	0,8220	
Abdampfrückstand bei 180° C.	1,7200	1,0344	0,8006	
Glührückstand.	1,2712	0,7036	0,5792	
Glühverlust	0,5004	0,3512	0,2214	
Na ₂ O	0,1309	0,0909	0,0610	
K ₂ O	0,0655	0,0360	0,0288	
CaO	0,4020	0,2140	0,1633	
MgO	0,2609	0,1406	0,1250	
FeO	0,0125	0,0071	0,0108	
MnO	0,0024	Spur	Spur	
Al ₂ O ₃	0,0074	0,0094	0,0015	
SO ₃	0,0020	0,0019	0,0031	
Cl	0,0010	0,0015	0,0015	
CO ₂ (Bicarb.)	0,7406	0,4193	0,3309	
SiO ₂	0,0568	0,0418	0,0413	
Summe der Mineralbestandteile	1,6820	0,9625	0,7672	
An der Quelle selbst bestimmte CO ₂	2,9920	2,2880	1,7600	
Gesamtsumme	4,6740	3,2505	2,5272	

O. Schubnikowa.

Pack, Frederick J: Structure of thermal springs on the Wasatch fault. (Amer. J. of Sci. 5 ser. 14. 1927. No. 83. 409—418.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 260/61.

J. F. de Andrade, Junior: Aguas Thermaes Radioactivas de Caldas da Imperatriz (Estado de S. Catharina). — Sobre a occurencia da emanação do Thorio na emergencia. (Serv. Geol. e Min. do Brasil. Bol. 28. Rio de Janeiro 1928.)

Den vorwiegend physikalisch-therapeutischen Untersuchungen gehen einige Betrachtungen über das geologische Vorkommen voraus. Das Gebiet gehört der aus algonkischen Gesteinen aufgebauten Küstenzone an (Gneise und Glimmerschiefer, die von Granitmassiven nebst Pegmatit- und Diabasgängen¹ durchbrochen werden). Einer anderen Periode gehören als „Basaltit“ bezeichnete Gesteine an, von denen eines in der Stadt Florianopolis ansteht. Nur 24 km WSW davon liegen die heißen Quellen, die in Beziehung stehen zu einem Pegmatitgange. Die magnetische und Schlämmanalyse von 4 kg Gestein desselben ergab 624 g² Magnetit, 727 g Ilmenit, 80 g Granat, 330 g Quarz und 105 g Monazit. Der Pegmatit und eine der vier Quellen treten an der Grenze zwischen Granit und kristallinem Schiefer auf. Der kataklastische Granit ist teilweise sehr sauer, rein muscovitisch und führt Orthoklasperthit, sowie Albit-Oligoklas. Sein reichlicher Fluoritgehalt soll nach dem Verf. „bisweilen in Beziehung stehen mit Calcit“. Daneben erscheint auch Granitit und Granophyr, der in großen Mengen in die kristallinen Schiefer eingeschaltet ist.

Die Entstehung der Thermen wird den altemesozoischen basischen Eruptiven der Gondwanaformation zugeschrieben. Sie schmolzen die alten saueren Gesteine auf, deren Konstitutionswasser an einer durch einen Pegmatitgang charakterisierten günstigen Stelle entwichen. „Wenn dem so ist, müssen die Quellen als letzte Manifestationen der plutonischen Tätigkeit aufgefaßt werden.“

Am Schlusse erwähnt Verf. die Nephelingesteine in Annitapolis, 40 km von Caldas da Imperatriz, und weist darauf hin, daß diese Alkalitypen der Gondwanaeruptive im Staate Minas Geraes mit Vorkommen von Schwefel- und Alkaliwässern in Beziehung stehen. [Wie Ref. in einer Arbeit über die sog. Basalte der Gondwanaformation in Südamerika — dies. Jb. 1930. II. 66—67 — bemerkt hat, gehören die bekannten Nephelin-Leucitgesteine Brasiliens und Paraguays einer getrennten Eruptionsperiode an, der RIMANN ein nachtriassisches bis vielleicht nachcretacisches Alter zuweist. Es ist zu vermuten, daß ihrem Gefolge das Emporsteigen der heißen Wasser zugehört. Siehe auch das Referat über die Magnetitlagerstätten von Annitapolis im folgenden Heft 4. Ref.]

K. Walther.

Padang, M. Neumann van: Lava-streams of the Goentoer Mountains and the hot springs of Tijpanas (Fourth Pacific Science Congress, Java 1929.) — Vgl. Referat dies. Heft. 355/6.

¹ [Vorwiegend wohl Lamprophyre. Ref.]

² [„0,624 g“ usf. ist vermutlich ein Druckfehler. Ref.]

Eis und seine Wirkungen.

Nivales, polares Klimareich.

Philipp, H.: Die Wirkungen des Eises. (In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. 1. Berlin 1929. 257—288.)

Pilgrim, L. und W. Wundt: Die Berechnung der Eiszeiten auf astronomisch-physikalischer Grundlage. (Jahresh. d. Ver. f. Naturkunde in Württemberg. 1928.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 681.

Foehr, K.: Über eine neue Hypothese als Ursache der Eiszeit. (Ber. Freiburger Geol. Ges. 12. 1929. 37, 41.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 682.

W. H. Hobbs: Climatic zones and periods of glaciation. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 202. Abstract.)

Die scharfe Ausgeprägtheit der heutigen Klimazonen und ihre noch schärfere Charakteristik in Eiszeiten wird als ein Ausnahmezustand gegenüber einem in normalen Zeiten mehr ausgeglichener Klima betrachtet.

Curt Teichert.

Wasmund, E.: Klimaschwankungen in jüngerer geologischer Zeit. (In: E. BLANCK, Handbuch d. Bodenlehre. 2. Berlin 1929. 92—139.)

Schellenberg, G., Die Pollenanalyse, ein Hilfsmittel zum Nachweis der Klimaverhältnisse der jüngsten Vorzeit und des Alters der Humusablagerungen. (Ebenda 139—147.)

Kirk Bryan: Glacial climate in non glaciated regions. (Am. J. of Sc. 16. 1928. 162—164.)

Verf. weist darauf hin, daß die Angaben von P. KESSLER in „Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nichtvereisten Gebiete“ (Stuttgart, E. Schweizerbart, 1925) auch für das nichtvereiste Gebiet Nordamerikas große Bedeutung habe.

Erich Kaiser.

H. W. Ahlmann: On the formation of Hoarfrost and its relation to glacial growth. (J. of Geol. 37. 1929. 275—280.)

Verf. beobachtete am Berge Fanaråken des Horungmassivs Norwegens bei einem Sturme, während dessen die Temperatur häufig um den Nullpunkt schwankte, starke Rauhreifbildung auf der dem Winde zugekehrten Seite aller Erhebungen. Ein großer Teil des Rauhreifs fällt aber ab und wird im Windschatten angesammelt. Diese Ansammlung des durch den Wind transportierten Rauhreifes sei stärker als die direkte Ansammlung von Schnee. Der Rauhreif spiele eine große Rolle bei der Gletscherbildung, besonders dort, wo recht feuchte Luft zur Rauhreifbildung Veranlassung gebe, vor allem in der Nähe der Küsten. Die niedrige Lage mancher Gletscher der diluvialen Eiszeit in der Nähe der Küsten könnte dadurch eine Erklärung finden.

Erich Kaiser.

Pfannenstiel, M.: Spuren von Eiskristallen im oberbadischen Wellenkalk (Mu₃). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 61. B. 1929. 433—446.)

Ernst Antevs: The Last Glaciation. (American Geographical Soc., Res. Ser. 17. 1928. 1—285.)

Das vorliegende Werk über „Die letzte Eiszeit“ stellt sich eine Reihe von bedeutungsvollen Problemen, welche im wesentlichen die Gleichzeitigkeit amerikanischer und europäischer Vereisungsvorgänge im allgemeinen und einzelnen betreffen. Es wird großer Nachdruck auf zahlenmäßige Darstellung aller möglichen Erscheinungen im Verlaufe der Vereisungen gelegt. Unleugbar kamen hierbei eine Reihe sehr interessanter Erkenntnisse zustande.

Als klimatische Hauptfaktoren der Vereisung gelten niedrige Sommertemperaturen und reiche Niederschläge in fester Form. Das Klima während des Hochstandes der Vergletscherung, Flora und Fauna der eisnahen Zonen, die Pluvialzeit der heutigen semiariden und ariden Gebiete werden behandelt. Das Klima der Rückzugszeit wird charakterisiert durch hohe Sommertemperaturen, starke Insolation, klaren Himmel und geringe Niederschläge in fester Form.

Besondere Schwierigkeiten bietet eine Untersuchung der Mächtigkeiten der nordamerikanischen und der europäischen Eisdecken. Eine solche ist aber sehr wichtig, um eingetretene Veränderungen des Meeresspiegels aus den Volumina der Eismassen ableiten zu können. Grönländisches und antarktisches Inlandeis bieten wenig Vergleichsmöglichkeiten. Die Dicke der pleistocänen nordamerikanischen Eisdecke war naturgemäß an verschiedenen Stellen sehr verschieden; trotzdem gelingt es dem Verf., eine Reihe zahlenmäßiger Angaben zu errechnen. In den Zentralteilen des nordamerikanischen Gebietes war das Eis über 3000 m mächtig, während für das europäische Inlandeis sich bis zu 5000 m Mächtigkeit errechnen lassen. — Auch die Verteilung der erraticen Geschiebe wird studiert. Größte Entfernung vom Ursprungsort weisen Geschiebe im nördlichen Kentucky auf, nämlich über 1000 km. Überlegungen über Ausdehnung und Volumen der pleistocänen Eismassen folgen. Das Areal der nordamerikanischen Eisfläche wird mit 11 500 000 km², das Volumen mit 27 050 000 km³ angegeben. (Europa 3 300 000 km² und 5 000 000 km³.) Die Eismengen auf der ganzen Erde zusammen waren 32 800 000 km³, welche 30 077 000 km³ Wasser entsprechen. Da die Vergletscherungen mindestens teilweise simultan waren, kann man annehmen, daß der Meeresspiegel 88 m tiefer stand. Ein großer Teil jetzt unterseeischen Landes war damals Küstenebene in Nordamerika.

Sehr wertvoll erscheinen die Untersuchungen des Verf.'s über die Rückzugszeit, die sog. „Champlain Period“. Die außerordentlich verwickelte Geschichte großer Eisrandseen in dieser Zeit wird gelegentlich sogar mit exakten Jahreszahlen belegt.

Auch über die vermutliche Dauer des Eisrückzuges ergeben Berechnungen (teilweise von feldmäßigen Beobachtungen) annehmbare Zahlen; der letzte Eisrückzug in Nordamerika hat etwa 28 000 Jahre gedauert. Weniger gut gelingen dem Verf. Feststellungen über die Korrelation des Eisrückzuges in den verschiedenen Gebieten der Erde, obwohl einzelne wichtige Züge in Nordamerika und Europa übereinstimmen mögen.

Die letzten Kapitel des Werkes sind eingehenden Untersuchungen einer großen Reihe von Bänderton-Vorkommen gewidmet, welche ja seit DE GEER'S Arbeiten von allergrößter Bedeutung für chronologische Forschungen wurden.

Auch ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis ist erwähnenswert.

Edith Ebers.

A. P. Coleman: Long Range Correlation of Varves. (Bull. Geol. Soc. of America. 39. 1928. 150. Abstract.)

Bemerkung über den Vergleich von Varvenzählungen in Toronto mit denen bei Stockholm, woraus hervorgeht, daß die kanadischen Bändertone die bei weitem älteren sind. Natürlich ist bei solchen weiträumigen Vergleichen Vorsicht am Platze.

Curt Teichert.

Ch. A. Reeds: Varved Glacial Clays at Haverstraw, New York. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 217—218. Abstract.)

Eine Serie von 766 Varven konnte festgestellt werden. Irgendein regionaler Vergleich war anscheinend nicht möglich.

Curt Teichert.

R. A. Daly: Swinging sealevel of the ice-age. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 201—202. Abstract.)

Verf. faßt seine Ansichten über den Stand des Meeresspiegels vor der Eiszeit, während der spätneolithischen Periode und der Glazialzeit überhaupt zusammen.

Curt Teichert.

v. Klebelsberg: Der Sommer 1928 und die Gletscher. (Ber. über die Gletschermessungen des D. u. Öst. Alp.-Ver. in den Ostalpen im Jahre 1928.) (Mitt. des D. u. Öst. Alp.-Ver. Nr. 2. Innsbruck 1929.)

Der warme und trockene Sommer 1928 verursachte eine starke Abschmelzung der Gletscher, so daß landschaftliche Veränderungen, ähnlich wie in den Trockenjahren 1911 und 1921, hervortraten. Vom D. u. Öst. Alp.-Ver. wurden 56 Gletscher beobachtet, davon sind 51 zurück-, 2 vorgegangen, 3 stationär geblieben. Der größte Rückzugsbetrag wurde am Langenferner im Martelltale (Ortleralpen) mit 120,7 m seit 1926 gemessen. In den Ötztaler Alpen zeigten sich Rückgänge von 15—20 m, in den Stubai Alpen an verschiedenen Stellen 10—30 m. Verschiedene Gletscher sind seit 1926 vorgerückt um verschiedene Beträge von 3—48 m. **J. Denner.**

M. Lagally: Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. (Zs. Gletscherkunde. 17. H. 4/5. 1929. 285—301.)

Vorliegender Versuch einer Theorie der Spaltenbildung basiert auf den Untersuchungen von SOMIGLIANA, welchem es gelang, aus den Strömungsgeschwindigkeiten der Gletscheroberfläche auch die Geschwindigkeit im Innern und die Gestalt des Gletscherquerschnittes, besonders das Sohleprofil, zu ermitteln. Spalten beruhen auf Spannungen und diese sind hinwiederum aus den SOMIGLIANA'schen Bewegungsformen ableitbar.

Ausführliche mathematische Betrachtungen ergeben unter anderem interessante Aufschlüsse über Streichrichtung der Spalten und Einfallswinkel

der Spaltenflächen. Von oben nach unten, gegen den Untergrund hin, lösen sich die Spalten in einzelne, in verschiedener Tiefe untereinander stehende Reißflächen auf, die sich unter spitzem Winkel gegeneinander auskeilen.

Weiterhin folgen interessante Ableitungen (aus Oberflächengeschwindigkeiten und Sohleprofil) über die theoretische Verteilung von Spaltengebieten innerhalb des Gletschereises. Gletscher mit linearem Geschwindigkeitsanstieg vom Rande (Sohlenprofil Parabel mit vertikaler Tangente am Gletscherrand) besitzen übereinander, durch parallele Ebenen begrenzt, ein spaltenerfülltes, ein spaltenfreies Zug- und ein reines Druckgebiet. Gletscher, deren Oberflächengeschwindigkeit von beiden Rändern gegen die Mitte zu zunächst linear, dann langsamer ansteigt (Sohlenprofil Halbellipse mit vertikalen Tangenten an den Rändern des Gletschers), besitzen vom Rand des Gletschers gegen die Mitte zu ein spaltenerfülltes Gebiet, ein spaltenfreies Zuggebiet und ein reines Druckgebiet. Gletscher mit vom Rande aus parabolisch ansteigender Oberflächengeschwindigkeit (Sohlenprofil eine Gerade) besitzen vom Rande her, durch Kegelschnitte getrennt, ein reines Druckgebiet, ein spaltenfreies Zug- und ein spaltenerfülltes Gebiet in der Mitte. Gletscher mit konstanter Oberflächengeschwindigkeit (große Talgletscher, Sohle parallel der Oberfläche) können theoretisch überhaupt keine Spalten haben; falls sie steiler wären als 45° , könnten sich von der Gletschersohle aus Spalten bilden.

Edith Ebers.

Wilhelm Salomon: Gletscherbeobachtungen am Vadret Lischanna (Unterengadin). (Sitz.-Ber. Heidelberger Ak. Wiss. Math.-nat. Kl. 1929. 4. Abh. 4 S.)

Der Vadret Lischanna, ein Hängegletscher von etwa 500—750 m Länge und 2 km Breite, mit einer nach O gerichteten Abdachung, bricht in einem See, dem „Lais della Fuorcla“ (so wurde vom Verf. der westlichste der drei Lais dell'Aua benannt), mit einer senkrechten hohen Wand ab, die einen vorzüglichen Einblick in die Scherflächen- und Blaublätter-Textur des Gletschers gestattet. Auch die flache Oberfläche des Gletschers ließ eine Unzahl treppenförmiger Absätze erkennen, die sich dann in die Steilwand hinein fortsetzten. Bemerkenswert ist dabei, daß schon auf solch kurze Weglängen Scherflächen und Blaubänder derart deutlich ausgebildet sind. Verf. hält allerdings für möglich, daß ein Teil der Scherflächen alte Firnschichtoberflächen sind. An der Steilwand ließ sich außerdem feststellen, daß die Scherflächen zu mehreren Faltsystemen aufgestaut waren und durch neue Scherflächen schief durchschnitten wurden, wobei Überschiebungen charakteristisch sind.

Hans Himmel.

W. O. Crosby: Certain aspects of glacial erosion. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 1171—1181.)

An dem Beispiel der Gletscher Alaskas wird die nicht gerade neue Ansicht erläutert, daß Gletscher mehr die Tendenz haben, ihre Täler zu weiten als zu vertiefen. Darüber hinaus erfahren wir einige interessante Tatsachen über die Gletscherwelt Alaskas, über echte Fjordbildungen dort, über Aus-

bildung von Hängetälern, über das Auftreten von Quellen selbst in Gebieten, wo der Boden Hunderte von Fuß tief gefroren ist usw. Von einer großen Anzahl von Gletschern wird Breite und Gefälle angegeben. **Curt Teichert.**

Ch. K. Wentworth: Striated cobbles in Southern States. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 941—954. 3 Taf.)

Diese Arbeit ist aus dem allgemein-geologischen Grunde interessant, weil hier nahegelegt wird, daß gekritzte Geschiebe, ganz gleich denen, die durch Inlandeis- und Gletschertätigkeit verursacht werden, auch durch die Tätigkeit von gewöhnlichem Flußeis in Klimaten mit langen Frostperioden gebildet werden könnten.

Die Tatsachen, auf die sich diese Hypothese stützt, sind folgende:

Seit langem ist das Vorkommen von gekritzten Geschieben in einer großen Anzahl von Tälern vornehmlich solcher Flußsysteme bekannt, die in den Appalachen ihren Ursprung nehmen. (Ihr Vorkommen wird auf einer Karte dargestellt.) Praktisch sind diese „Geschiebe“ vollständig identisch mit solchen von sicher glazialer Herkunft. Man hat ihr Auftreten in Gebieten weit ab von den vereisten Gegenden bisher entweder durch lokale Vereisung der Appalachen oder durch Eisbergdrift von den Inlandeisgebieten her erklärt. Für eine Vereisung der Appalachen gibt es keine Beweise. Die zweite Theorie ist aus mancherlei Gründen unwahrscheinlich. Verschiedene Überlegungen und auch einige Hinweise aus der Literatur über arktische Ströme leiten den Verf. zu der Anschauung, daß die Entstehung von gekritzten Geschieben auch verursacht werden kann durch dickes Flußeis, vornehmlich in Gegenden kalten Klimas, wo die Eiseinwirkung auf die Flußgerölle lange andauern kann. Es wären die zur Untersuchung stehenden gekritzten Geschiebe wohl in der Eiszeit gebildet worden, jedoch nicht durch das Inlandeis selbst, sondern durch das Eis der damals stark vereisten Flüsse. **Curt Teichert.**

Ebers, Edith: Warum entstehen Drumlins nicht aus Gletscherspalten? (Cbl. Min. etc. 1930. B. 192—194).

Edwin Fels: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. (Petermann's Mitt. Erg.H. 202. 1929. 85 S.)

In dieser größeren Arbeit nimmt Verf. zum Problem der Karbildung Stellung und begründet seine Auffassung durch Beispiele aus dem Karwendel, dessen Karbildungen im ersten Teile der Arbeit eingehend beschrieben werden. Eine Tabelle gibt in übersichtlicher Weise alle Daten für die 80 Kare des Karwendel.

Die Untersuchungen brachten Verf. zu einer Auffassung von der Entstehung der Kare, die mit der bisher meist angenommenen, von E. RICHTER und A. PENCK begründeten, glazialen Kartheorie im Widerspruch steht. Ähnliche Auffassungen finden sich vielfach in der neueren Literatur (vgl. auch nachstehendes Ref.). Hier wird angenommen, daß die Kare nicht nur in der Vorglazialzeit als kleine Quelltrichter und Nischen bereits vorgebildet waren, sondern daß die eigentliche Ausbildung der Kare, wie sie heute zu finden sind, in der Präglaialzeit stattfand. Auch die Karschwellen verdanken ihre Ent-

stehung präglazialen Vorgängen. In einem längeren Kapitel setzt sich Verf. mit der bestehenden Ansicht auseinander, immer wieder zwar betonend, daß sich die eigenen Ansichten nur auf Erfahrungen in den Ostalpen gründen und deshalb nur für dieses Gebiet zunächst Geltung haben.

Eine Abhängigkeit der Karbildung von der Schneegrenze oder Eisstromhöhe wird für die großen Kare abgelehnt und in diesem Zusammenhang auf die große Unregelmäßigkeit der Karhöhen selbst dicht benachbarter Kare hingewiesen. Verf. nimmt für das Karwendel an, daß voreiszeitlich das Gebiet den Charakter eines Mittelgebirges mit eingeschalteten Hochgebirgsrestformen hatte. Die Hochflurenlandschaft gibt heute noch davon Zeugnis. Während der Hocheiszeit war diese tief unter dem Eisstromnetz begraben. Die Kare selbst stehen in engstem genetischen Zusammenhang mit den Hochfluren, beide gehören einem Erosionssystem an. Beim Grabenkar in der vorderen Karwendelkette z. B. wird gezeigt, daß dieses ohne Karschwelle einfach als Seitental in die jetzige Hochflur mündet. Da aber große Hochflurenreste, das Vorhandensein von Karen ausschließen, so ist es nicht verwunderlich, daß auf den Kalkplateaus, die selbst riesenhafte Karböden darstellen, Kare fehlen. Kare und Hochfluren sind nur verschiedene Erhaltungszustände des gleichen Oberflächensystems. Das gleiche gilt auch für das Firnfeldniveau.

Das heutige Bild der Kare entstand durch die Hebungen, die das altmiocäne Oberflächensystem mitmachte. Das Alter der Kare wäre demnach mittel- bis jungmiocän. Im Karwendel lassen sich im wesentlichen drei Eintiefungsperioden festlegen, was der Ansicht von O. AMPFERER entspricht. Sie sind getrennt durch zwei Hebungsvorgänge. Nach der ersten und bedeutenderen Hebung entstanden aus dem altmiocänen Erosionssystem die Hochfluren und die Kare als Reste von Talenden. Nach der zweiten Hebung formte sich im wesentlichen das heutige Bild.

Die Eiszeit fand also die Kare als solche bereits vor und hat nur noch Feinarbeit geleistet, wodurch die Form nur wenig geändert werden konnte. Eine solche eiszeitliche Wirkung sieht Verf. in der Versteilerung der unteren Partien solcher Karwände, wobei hier die Randluftverwitterung als Ursache anzusprechen ist. Letzterer wurde bisher eine übertriebene Bedeutung im allgemeinen beigemessen. Eine weitere Glazialwirkung ist die Verflachung und Rücktiefung von Karböden durch das konzentrische Zusammenströmen von Firnströmen innerhalb des Kares, wobei Stauungen am Ausgang des Kares wohl mit einer Rolle gespielt haben mögen. Diese Ausbildung der Karböden muß demnach bei den Talkaren, die nur alte Talenden sind, fehlen oder zum mindesten nur selten auftreten. Die Rücktiefung wird allerdings in den Kalkgebieten noch verstärkt durch die Dolinenbildung. Die postglazialen Karsterscheinungen schützen so die Kare vor der Zerstörung.

Glazialen Ursprung schreibt Verf. den Nischen zu, diesen Miniaturkaren, die auch im Karwendel allorts anzutreffen sind. Es sind typische kleine Gehängekare. Sie sollen aber wegen ihrer verschiedenen Entstehung von den eigentlichen Karen, den ins Auge tretenden Großformen, die Verf. als „Talkare“ bezeichnet, als sogenannte „Schneefeldkare“ abgetrennt werden. Für die letzteren ist die Schneegrenze von ausschlaggebender Bedeutung.

[Ref. möchte noch darauf hinweisen, daß die Darlegungen zum großen Teile durchaus nicht neu sind, daß aber hier eine gute zusammenfassende Studie des Karproblems vorliegt, die gestützt wird von ausgezeichneten Beobachtungen im Karwendel. Vielleicht wird aber jetzt die Glazialwirkung doch zu sehr unterschätzt?]

Hans Himmel.

W. Deecke: Zur Entstehung der Kare. (Sitz.-Ber. Heidelberger Ak. Wiss. Math.-nat. Kl. 1929. 9. Abh. 12 S.)

Beobachtungen in den Bündener Alpen im März 1929 veranlaßten den Verf., die Frage nach der Entstehung der Kare und Karoide wieder aufzunehmen. Er rechnet sie genetisch zu den durch Bergsturz und Bergschliff entstandenen Hohlformen. Kare können nur da entstehen, wo bereits in einem präglazialen Stadium Talanfänge in Form von Quelltrichtern, Ausrutschnischen, Verwerfungsscharten oder Vulkankratern vorhanden sind. Die eigentliche Form des Kars wird allerdings erst durch die Vereisung geschaffen.

Die verschiedenen Karbildungen werden der Reihe nach besprochen. Kraterkare zeigen meist schon typische Karformen, ehe die Vereisung eintritt. So auch bei den Hegauvulkanen, wo durch Bergstürze Karnischen entstanden sind, die bei einer einsetzenden Vereisung sicher zu echten Karen umgebildet worden wären. Die sesselartigen Aushöhlungen am Steilrande von Schichttafeln entstehen durch das Vorhandensein weicherer wasserhaltiger Horizonte, in denen am Steilrand zahlreiche Quellnischen auftreten und durch Einsturz der hangenden Partien ein Einfressen in die Rückwand statthat. Deutlich ist dies an der Buntsandsteintafel im Nordschwarzwald und in den Vogesen zu beobachten. Größte Bedeutung hier wie bei allen Karbildungen mißt Verf. dem rutschenden Schnee zu. Im Gegensatz zu der Auffassung von der Rückwitterung der Wände durch das Gletschereis sieht er „in den Lawinen die eigentlichen Bildner der Kare“. Mit Recht führt Verf. die Einwirkung des Schnees näher aus, doch scheint die Wirkung des Gletschereises als solches denn doch zu gering eingeschätzt zu werden.

Ganz ähnlich sind die Bildungen bei den an den Verwerfungen und an Klüften entstehenden Karen. Bei den Hochgebirgskaren, wie wir sie in den Alpen finden, spielt das Vorhandensein eingelagerter weicherer Schichten eine wesentliche Rolle für die Karbildung. Aus der Höhenlage der Kare auf die Schneegrenze schließen zu wollen, hält Verf. nicht für angebracht, da ja die Karbildung von den erwähnten Vorbildungsmomenten abhängt. Zum Schluß wird darauf hingewiesen, daß auch FELS in seiner neuesten Arbeit (Peterm. Mitt. Erg.H. 202. 1929, vgl. vorstehendes Ref.) zu ähnlichen Ergebnissen kommt.

Hans Himmel.

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

Das Schrifttum über die arktischen Bodenformen im Alpengebiet wird einer kurzen kritischen Betrachtung unterzogen und eine Reihe neuer eigener Beobachtungen hinzugefügt. Verf. kommt zu dem Schlusse, daß in den Alpen nicht alle arktischen Bodenformen anzutreffen sind und daß die vorhandenen

weit weniger zahlreich und auch schwächer vertreten sind. Als Hauptursache wird dafür das Fehlen einer echten Tjåle angesehen, die nur in den seltensten Fällen auftritt, bzw. da, wo sie auftritt (z. B. in größeren Höhen), nicht zur Auswirkung kommt, weil die flachen Hänge in diesen Regionen mit Firn oder Gletscher bedeckt sind.

An Typen der polaren Bodenformen werden solche unterschieden, die eine Auswirkung des nicht in stärkerer Abwärtsbewegung befindlichen Bodens darstellen und solche, bei denen diese Bewegung das Wesentlichste ist. Zu der zweiten Gruppe wären in nicht periglazialen Gebieten die durch das Kriechen hervorgerufenen Bildungen zu rechnen, denen die durch Solifluktion, d. i. Bodenbewegung über einer Tjåle, hervorgebrachten gegenüberstehen. Beide Vorgänge nimmt Verf. als „Bodenfließen“ zusammen.

Als Strukturböden werden die ohne merkliche Abwärtsbewegung entstandenen Bodenformen bezeichnet und dabei Feinerdebeete und Streifenböden unterschieden. Beide Arten wurden mehrfach in den Alpen auch vom Verf. beobachtet (Unterengadin). Schiefrige und plattige Gesteine liefern dabei leichter Feinerdebeete als kleinblockige; großblockige zeigen die Erscheinung in den Alpen nicht.

Von den durch Solifluktion hervorgerufenen Formen finden sich Steingirlanden, Streifenböden (nicht zu verwechseln mit den obigen Streifenböden) und gleitende Blöcke; in geringerem Umfange sind auch Blockgletscher und Fließerdewülste vorhanden. Völlig fehlen die echten Blockströme und auch die zur ersten Gruppe gehörigen Zellenböden. Die heutigen Bodenformen dürften mehr dem Kriechen als der Solifluktion ihre Entstehung verdanken.

Hans Himmel.

R. v. Klebelsberg: Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. (Zs. f. Gletscherkunde. 17. 1929. Heft 4/5. 319—323.)

Im Bereich der für die alpine Eiszeitforschung so wertvoll gewordenen Höttinger Breccie sind durch Straßenbau neue Aufschlüsse entstanden, welche das Innsbrucker geologische Institut in vorbildlicher Weise unter Aufsicht gehalten hat. Unter der Leitung v. KLEBELSBERG's wurden protokollarische Befundsaufnahmen angestellt, welche rein beschreibend, nicht deutend gehalten sind. Gerade durch diese ihre Form erscheinen sie besonders sachgemäß und nützlich. Als Ergebnis können sie buchen, daß jenes Vorkommen von „Sockelmoräne“ (Moräne zwischen Höttinger Breccie unten und Terrassensedimenten oben), welches A. PENCK 1920 als wichtigen inneralpinen Zeugen einer mittleren Vergletscherung zwischen zwei anderen bereits mit Sicherheit nachgewiesenen aufgestellt hatte, nun in breitem Ausmaß bestätigt ist. Somit sind im Gelände der Höttinger Breccie nunmehr durch dreierlei Moränen und zweierlei sie trennende Zwischenbildungen drei Vergletscherungen und zwei Interglazialzeiten feststellbar.

Edith Ebers.

Odomar Gugenberger: Geologische Studien aus Überetsch mit besonderer Berücksichtigung glazialer Fragen. (Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 138. 1929. 273—282.)

Überetsch ist das Gebiet von Bozen südwärts bis zum Kalterer See. Westlich ist es begrenzt von den Hängen der Mendel, östlich durch den Steilabfall des Mittelbergrückens gegen die Etsch, von Sigmundskron bis zum Ende des Leuchtenburger Forstes. Überetsch liegt im Bereich der Bozener Porphyrtafel. Die flachen Quarzporphyrdecken lagern über einer Folge von Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten, porphyrfreiem Verrucano, massigen Melaphyren und Melaphyrtuffen. In zwei parallelen Streifen tritt der Porphyr zutage: östlich im Mittelberg (Unterberg), westlich erscheint er als Sockel der Mendel. Der mittlere Teil ist von glazialen Schottern und Sanden überdeckt, aus welchen in höheren Lagen zuweilen Porphyrbuckel an die Oberfläche treten. Die einzelnen Porphyre weichen erheblich voneinander ab.

Nach BLAAS ist das Überetscher Hochtal ein alter diluvialer Etschlauf. Heute nehmen die von der Mendel abschließenden Achen nicht den Weg der alten Etschrinne. Die Furglauer Ache schlägt die entgegengesetzte Richtung ein. Sie begann das Bett der „Uretsch“ anzuschneiden und auszuräumen und hat später auch den Untergrund der ehemaligen Etschschotter angenagt. Mächtige Mehlsande sind aufgeschlossen, geschichtet und ungeschichtet, mit vielen eingelagerten Geröllnestern. Im Liegenden dieses Komplexes sind Konglomerate; darunter erscheint dann der Porphyr.

Die Felsterrassen an den Hängen des Mendel und in Überetsch lassen die Spuren einer oftmaligen Vergletscherung erkennen. Der Terrassenabfall stellt jeweils eine beständige Abtragbasis für die hangwärtsschreitende Verwitterung dar. Die Untersuchungen des Verf.'s beschränken sich auf den Abschnitt Gantkofel—Penegal—Mt. Roen. Vom Überetscher Talboden (400 m hoch) gegen die Mendelhänge schieben sich drei deutliche Terrassen ein. Die über dem Talboden zunächst folgende Terrasse liegt 500 m hoch und stößt im N direkt gegen das Etschmoos vor. Bei Gleif erreicht sie ihre größte Ausdehnung und südlich in der „Gand“ ist sie von Trümmern und Felsblöcken überdeckt. In der Gand befinden sich die vielbesuchten Eislöcher, einzelne Hohlräume, die zufällig so abgedichtet wurden, daß ihre Öffnungen nur auf der Oberseite liegen. In die sackartig abwärts gerichteten Hohlräume kann nur schwere, kalte Luft einfallen. Sickerwässer gefrieren im Winter und im Sommer kommen die Eismassen nicht zum Schmelzen.

Die 200 m höher liegende Kreuzstein—Altenburger Terrasse wird durch den Gandberg in zwei gesonderte Teile zerrissen. Den Untergrund der Buchwald—Vigiler Terrasse bildet vorwiegend permischer Sandstein. Nur im Gandberggrücken selbst, östlich von Matschatsch, erscheint sie in Porphyr eingeschnitten. Auch im östlichen Randgebiet von Überetsch ließ der Etschgletscher seine Spuren zurück. Hier zeigt vor allem der Westrand in seiner Terrassierung eine gute Übereinstimmung mit dem unteren Mendelhang. Es werden noch einige glaziale Züge erörtert, die das Gebiet kennzeichnen und im Anschluß daran einige tektonische Probleme berührt, wie der Etschdurchbruch bei Sigmundskron. Es wird ein Normalprofil des Mendelabbruchs im Gebiet von Überetsch gegeben, sowie einige Teilprofile. Es ergibt sich eine Hebung, die sich in der sattelartigen Aufwölbung der im Mendelprofil austreichenden Schichtköpfe deutlich im Gebiet des Gandbergs zeigt. Diese

Hebung scheint an einzelnen Punkten mit besonderer Intensität erfolgt zu sein, so daß die dazwischen liegenden zurückgebliebenen Gebiete den Effekt einer Senkung aufweisen. Die Aufwölbung ist interglazial, und zwar nach einem Eisvorstoß, der den Talboden in der Höhe der Kreuzsteinterrasse (600 m) geschaffen hat. Im Gandberg- und im Gantkofelabschnitt scheint die Wirkung am stärksten zum Ausdruck gelangt zu sein. Die Terrasse 800 von St. Vigil—Buchwald—Matschatsch wäre dann keine primäre, sondern nur eine gehobene, tiefere. Eine nachfolgende Vereisung hat dann die Terrasse 600 neu geschaffen. Sie und die Gleiferterrasse (500) erscheinen nicht mehr wesentlich gestört und korrespondieren mit den Terrassen des Mittelberges.

Solche tektonische Vorgänge, die einerseits als ausklingende Bewegungen in den Südalpen, andererseits als Folge der Eisentlastung zustande kommen, dauern lange an und leben gegebenenfalls neuerdings mit stärkerer Intensität auf. Eine solche Phase dürfte in postglazialer Zeit den Durchbruch des Etschlaufes und die Bildung der Wasserscheide in Überetsch bedingt haben, vielleicht auch den Sturz des Gandberges. Hier handelt es sich um eine „sturzureife“, un stabile Form, die von den Gletschern zurückgelassen war.

M. Henglein.

Eberl, B.: Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. (Zs. Deutsch. Geol. Ges. 80. 1928. Monatsber. 3/4. 107—117.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 685.

— Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereiche des Lech- und Illergletschers (Dr. Benno Filser Verlag G.m.b.H., Augsburg 1930. 19 Abbildungen, 2 Taf., Übersichtskarte 1 : 250 000, 427 S.). — Besprechung in einem der folgenden Hefte.

Knauer, Josef: Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. (Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 80. 1928. Monatsber. 8/10. 294—303.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 684.

Simon, L.: Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers. (Mitt. d. Geogr. Ges. in München. 19. 1926. 2. Heft. 1—37. M. 1 Karte.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 685.

— Der jungglaziale Lechbrucker See und die Geschichte seines Verschwindens. (Mitt. d. Geogr. Ges. in München. 22. 1929. 1. Heft. 138—154.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 685.

Grahmann, R.: Über die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. (Verh. Sächs. Ak. Wiss. Leipzig. Math.-phys. Kl. 80. 1928. 135—164.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 683.

Gallwitz, H.: Beobachtungen an Glazialbildungen bei Demitz (Lausitz). (Festschrift für RICHARD BALDAUF, Sitz.-Ber. u. Abh. d. Naturwissenschaftl. Ges. Isis in Dresden. 1928. 24—27. 1 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 323.

Rathsburg, Alfred: Die angebliche Vereisung des Erzgebirges zur Eiszeit. (22. Bericht der Naturforsch. Ges. zu Chemnitz. 1928. 46—64.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 331.

Wilhelm Ramsay: Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. (Fennia. 52. Nr. 2. Helsingfors 1929.)

Infolge des beklagenswert frühen Todes RAMSAY's mußten dessen große, nachgelassene Arbeiten von Anderen herausgegeben werden. Vorliegende Publikation besorgte SAURAMO. Die wichtigsten Ergebnisse von quartärgeologischen Untersuchungen des Verf.'s in Estland waren Feststellungen über mehrere gehobene baltische Uferflächen (Isobasenflächen), welche den Transgressionen der *Litorina*-See, des *Ancylus*-Sees, des spätglazialen Meeres und verschiedener Stadien des Baltischen eisgestauten Sees entsprechen. Vorliegende Arbeit ist ein Nebenergebnis der Hauptuntersuchungen.

Die Grenzen von *Litorina*- und *Ancylus*-See sind durch Wälle deutlich erkennbar. Auch oberhalb dieser Grenzen treten in Estland und Livland noch Strandlinien auf. — An Osern ist Estland sehr reich; Längsoser in der Bewegungsrichtung des Eisrandes gestreckt und Queroser, welche dem Eisrande parallel sich bildeten, sind vorhanden. Ebenso finden sich viele Drumlins in Estland, deren Streichen auch durch die Bewegungsrichtung des Eises bestimmt wurde. — Peipus- und Wirtsjärwsee haben sich aus Eisrandseen, deren Geschichte verfolgt wird, abgeschieden. Die Gradienten der Isobasenflächen der zahlreichen eisgestauten Seen sind ziemlich groß, nämlich 90 bis 100 cm/km. Bei größerem Abstände vom früheren Eisrand wird die Neigung geringer.

Edith Ebers.

Eskola, P.: Jänisjärvi ja Lappajärvi, Suomen „tulivuorijärvet“. (Die Seen Jänisveri und Lappajärvi, die „Vulkanseen“ Finnlands.) (Terra 1927. Nr. 1. 1—8. Mit 2 Textkarten.)

Andersson, O.: Bredakra randdelta, ett säreget blekingst naturlandskap. (Die Randdelta von Bredakra, eine sonderartige Naturlandschaft in Blekinge.) (Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Nr. 23. 1927. Mit 1 Karte und 3 Abb. im Satz.)

Kayser, E.: The inland ice. (Grönland. 1. Kopenhagen 1928. 283 f.)

Koch, Lauge: Contributions to the Glaciology of North Greenland. (Meddelelser om Grönland. 65. 181—464. Kopenhagen 1920. 6 Taf., 140 Textfig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 473—474.

W. H. Hobbs: Glacial History of Southwestern Greenland. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 220—221. Abstract.)

Verf. hat gefunden, daß das Inlandeis des südwestlichen Grönland, das heute einen schmalen Küstenstreifen frei läßt, in einem früheren Stadium

der Vereisung das ganze Land überdeckt, dann sich einmal weiter zurückgezogen hat, später wieder vorgerückt ist, bis sich der jetzige Zustand hergestellt hat.

Curt Teichert.

Mortensen, H.: Über die klimatischen Verhältnisse des Eisfjordgebietes. (Chem. d. Erde. 3. Jena 1928. 611—638.) — Vgl. den Auszug in dies. Jb. 1929. II. 98.

Low, A. R.: Instability of viscous fluid motion. (Nature. 115. London 1925. 299.)

Gripp, K. und E. Todtmann: Die Endmoräne des Green Bay-Gletschers auf Spitzbergen. (Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 37. 1926. 43—75.)

K. Gripp: Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. (Abh. naturw. Ver. Hamburg. 21. 1927. Heft 3. 38 S., 7 Taf., 13 Textabb.)

Verf. gibt in diesem Aufsätze — neben einem hier nicht zu besprechenden Abschnitte über das marine Tertiär der Colcs-Bay — die bei seinem ersten Besuche in Spitzbergen 1925 gewonnenen Erfahrungen über Bodenfrost und Auftauboden, besonders aber über die Brodelerscheinungen in dem Struktur- und Streifenboden.

Verf. kommt zu einer Bestätigung der zuerst von Low (siehe die oben angeführte Arbeit) gegebenen Erklärung. Darnach ist der Frost nur insofern an der Ausbildung von Strukturboden beteiligt, als er eben einen Dauerfrostboden bildet. Die treibende Kraft liegt, eben nach Low, in Ausgleichs-(Konvektions-)Strömungen, die sich überall dort einstellen, wo auf einer festen Unterlage ein von der Oberfläche nach der Tiefe abnehmender Dichtegradient entsteht. Diese Ausgleichsströmungen steigen nach oben, breiten sich an der Oberfläche aus, bis sie auf die nächstbenachbarte Strömung treffen und kehren nun wieder abwärts gerichtet zur festen Unterlage zurück. Die obere Grenze des Frostbodens entspricht der festen Unterlage, wo dann eine Temperatur von 0° herrscht. Ist die Lufttemperatur am Boden 4°, so haben wir von der Tiefe aus nach der Oberfläche eine Dichtezunahme des Wassers. Schon RAMANN hatte darauf hingewiesen, daß durchfeuchtete Böden sich wie zähe Flüssigkeiten verhalten, besonders wenn es sich — wie auf Spitzbergen — nur um Gesteinsmehle, die arm an kolloidalem Ton sind, handelt. Diese zähen Massen führen die Gesteinsstücke bei diesen Konvektionsströmungen zunächst mit nach oben, dann auf die Oberfläche nach den Seiten, wo sie dann zu den Steinringen auf der Oberfläche, wie an der Wand des absteigenden Stromes angehäuft werden.

Bei geneigtem Boden aber kommt es zu einer auf einer Spirale verlaufenden Ausgleichsbewegung, so daß dann Steinwälle zwischen den steinfreien Streifen entstehen (Streifenboden).

Verf. gibt noch folgendes Schema für die Bewegungen im Auftauboden:

	äußerlich stabil	äußerlich stabil infolge einseitig wirkender Anziehung der Erde	Solifluktion
innerlich stabil infolge umgekehrten Dichtegefälles und hinreichender Viskosität	Strukturboden	Streifenboden	
innerlich stabil infolge zu geringer Viskosität	ungestört lagernder Schuttboden	Bergschliffe, Schotter- und Schlammströme	

Auf der Spitzbergenreise 1927 sind dann die Untersuchungen fortgesetzt worden (vgl. folgendes Referat). Darnach ist das Auftauen von zuerst schneefreien Flecken aus besonders wichtig.

Zu beachten ist die Angabe, daß der Frostboden auf der Kohlengrube Barentsburg bis auf 230 m unter Tage geht. **Erich Kaiser.**

Karl Gripp: Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. (Abh. d. Naturw. Ver. Hamburg. 22. H. 2—4. 1929. 147—249.)

Eines der wichtigsten wissenschaftlichen Ziele der Spitzbergen-Expedition war eine Klärung der Frage nach der Art der Entstehung der diluvialen Endmoränen Norddeutschlands, welche außerordentlich verschiedenartig zusammengesetzt sind. Zwei Fragen mußten hierzu beantwortet werden: Wie entsteht eine Wallmoräne und wie wird überhaupt Grundmoräne am Rand des Eises frei? Außer diesen und damit zusammenhängenden Problemen wurden Schneeschmelze und Auftauboden (Brodelsbewegung, Streifenboden usw.) eingehend beobachtet. [Vgl. hierzu das Ref. auf S. 425.]

21 Gletscher wurden, besonders im Abschmelzgebiet, besucht und beschrieben. An diesen waren alle Stadien der Schwankungszyklen vorhanden, vom weitesten Rückzug bis zum höchsten Vorstoß. Die Mehrzahl der Gletscher war jedoch im Rückschreiten begriffen.

Mehr, als bisher Gewicht darauf gelegt wurde, betont Verf., daß der Rand eines Gletschers eine nie ruhende Grenze ist, sondern sich in dauernd verschiedener Lage befindet. Dabei muß im Auge behalten werden, daß eine steile Eisfront in der Vorstoßphase und ein flach verlaufendes Gletscherende in der Rückzugsphase, anscheinend gesetzmäßig, auftreten. Selbstverständlich besitzt das vorstoßende Eis überhaupt einen in jeder Beziehung größeren Schatz an mechanisch wirkenden Kräften als das abschmelzende Eis. Ein Vorstoß schafft aus dem Vorland jedesmal lockeren Schutt und anstehendes Gestein heraus, wodurch, als wannenartige Vertiefung, das Zungenbecken entsteht. Dieses gibt die

Breite der Schwankungszone an. — Die Geschichte der Schwankungen einiger Gletscher im einzelnen konnte Verf. aus dem Verlauf der verbogenen Mittelmoränen in schöner Weise ableiten.

Was die Bewegung des Eises als solche anbetrifft, bekennt sich Verf. zu der kürzlich von H. CLOOS gegebenen Deutung, welche im wesentlichen eine Möglichkeit zu einer geologischen Betrachtungsweise darbietet. CLOOS vergleicht die Gletscherbewegung mit geologischen Vorgängen, wie dem Aufdringen eines Plutons, dem Vordringen von Lavaströmen, der Bewegung von Schollen usw. Neben Beweisen für die Plastizität des Eises kann Verf. auch Beispiele dafür geltend machen, daß bei großer Geschwindigkeit das Gletschereis sich nicht mehr plastisch verhält, sondern starr. So weisen manche Gletscher nach plötzlichen Vorstößen, unabhängig vom Untergrund, eine völlig zerrissene Oberfläche auf. Häufig wurden auch Scherflächen beobachtet, die mit der PHILIPP'schen Laminarbewegung zu deuten sind. Am äußersten Rand des Gletschers liegen die Scherflächen horizontal, wenn kein Widerstand vor dem Eise liegt. Andernfalls können sie aber bis zu 50 und 60° aufgerichtet sein.

Bedeutungsvoll erscheinen die Studien der Expedition über die Grundmoränen arktischer Gletscher. Eisfreie Grundmoräne wurde nirgends beobachtet; im Gegenteil saß in allen Gletschern mitgeführtes Grundmoränenmaterial in den untersten Schichten des Eises, entweder in Schichten parallel der Unterlage oder auf kreuz und quer verlaufenden Klüften. Die sogenannte „kuppige Grundmoränenlandschaft“, welche in allen Glazialgebieten häufig ist, entsteht durch Ausschmelzen aus letzteren. Einen kurzen Blick wirft Verf. auf die Drumlins, welche er aber nirgends in natura beobachten konnte. Die Annahme, sie seien aus basalen Längsspalten im Eise entstanden, entbehrt eingehend sachlicher, aber auch theoretischer Begründung. (In: CBl. 1930. B. 192/4 wurde dieses Problem näher betrachtet.)

Große Bedeutung für das Verständnis der Endmoränen gewinnen die von Verf. gründlich studierten Stauch- (Stau-) Moränen, welche bisher in diesem Umfang nicht bekannt waren. Außer Falten und Verwerfungen verschiedener Art können sie merkwürdigerweise auch völlig horizontale Schichten aufweisen. Verf. geht so weit, sämtliche Endmoränen theoretisch nicht als Auswurf von Stillstandslagen des Eises aufzufassen, sondern als durch Aufstauchung glazialen Grundschuttes und anderer Sedimente am Gletscherrande entstandene Gebilde. Von den norddeutschen Endmoränen scheinen über 90 % solche Stauchmoränen zu sein.

Entwässerung des Gletschers durch inglaziale Kanäle wurde auf Spitzbergen häufig beobachtet. Auch die Ergebnisse von Windtätigkeit wurden festgestellt und es wird betont, daß solcherlei Wirkungen mit Frostsprengung und Brodelbewegung zusammen voraussichtlich den diluvialen Löß Mitteleuropas entstehen ließen. Außer der schon erwähnten Entstehungsart für kuppige Grundmoränenlandschaften fand Verf. auch Erklärungen für Grundmoränen- und Schmelzwassersandebenen. Zwischen Altmoränen und Jung-

moränen erkannte Verf. eine notwendige stratigraphische Grenze, welche einen relativ warmen Zeitabschnitt zwischen diesen Ablagerungen voraussetzt. Einige geologische Beobachtungen und eine reiche Sammlung schöner Photographien beschließen den wichtigen Bericht.

Edith Ebers.

Thorolf Vogt: Brevariasjoner ved Raudefjorden (Redbay) på Spitsbergen. (Gletschervariationen am Redbay, Spitzbergen.) (Norsk geologisk tidsskrift 1927. 9. H. 3—4. Oslo 1927. 304—309 norwegisch. 1 Fig. [Kartenskizze].)

Verf. zeigt, daß die meisten Gletscher Spitzbergens, für welche Observationen vorliegen, sich seit Anfang dieses Jahrhunderts zurückgezogen haben. Nur die Redbay-Gletscher und der Wahlenberg-Gletscher sind zwischen 1900 und 1910 vorgerückt — später haben sich auch diese zurückgezogen. Beobachtungen an einer Moräne am Redbay werden mitgeteilt (Faunaliste S.308). Die Moräne könnte vielleicht in der letzten Hälfte des neunzehnten Jahrhunderts gebildet sein.

Olaf Anton Broch

Bjørlykke, K. O.: Bodenprofile aus Svalbard (Spitzbergen). (Bodenkundl. Forsch. 1. 1928. 96—108.)

Hermann Lautensach: Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). (Zs. Gletscherkunde. 17. H. 4/5. 1929. 324—369.)

Die quartäre Vereisung Portugals wurde früher für viel umfangreicher gehalten, als heute eingehendere Untersuchungen gerechtfertigt haben. Die Auffassung DELGADO's von einer eiszeitlichen Vergletscherung des nordwestlichen Vorlandes des Hauptscheidegebirges ist unhaltbar. In den höheren Teilen der Serra da Estrela finden sich dagegen sehr deutliche Eiszeit Spuren. Moränenwälle, Rundhöcker, Wanderblöcke, blockbestreute Fels- und Kiesfluren als Äquivalent fluvioglazialer Übergangskegel sind vorhanden. Die Estrela-Vereisung trug den Typus rezenter norwegischer Vergletscherung, jedoch waren lange Gletscherzungen entwickelt. Am schönsten, von einer Reihe von Gletscherzungen, muß der Zézere-Gletscher entwickelt gewesen sein, der eine Mächtigkeit von 300 m hatte. Er hinterließ ein sehr schönes Trogtal und gutentwickelte Ufermoränen. Auch in seinen Seitentälern sind die Eiszeit Spuren prachtvoll erhalten. Neben anderen Tälern besitzt auch das Loriga-Tal einen schönen eiszeitlichen Formenschatz.

Die eigenartigen klimatischen Bedingungen der Serra da Estrela als eines Scheidegebirges zwischen dem ozeanischen, niederschlagsreicheren Nordwestgebiet und dem kontinentalen, trockeneren Südostgebiet Portugals erklärt, wie Unterschiede der Schneegrenze, so auch eine verschiedene Vergletscherungsintensität auf beiden Abdachungen des Gebirges.

Die klimatische Schneegrenze in der Serra da Estrela liegt heute auf etwa 2750 m. Die Depression der wärmeiszeitlichen Schneegrenze beträgt ungefähr 1100 m.

Im ganzen gesehen, ist die Estrela-Vergletscherung der Eckpfeiler der Würmvereisung der Nordhälfte der iberischen Halbinsel. Beweise für eine ältere Vergletscherung sind zunächst noch nicht erbracht. Wenn die glaziale Morphologie des Gebirges auch sehr gut entwickelt ist, so stellt sie aber doch nur eine Überformung eines subaerisch angelegten Grundreliefs dar.

Edith Ebers.

Radev, Jeko: Sur la question de la glaciation diluviale de la Vitocha. (Ak. d. Wiss. Sofia. 34. 1926. 101—149. Bulgar. m. franz. Zusammenf.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 239.

Heinrich Wachner: Die Eiszeitgletscher des Bucegi in den Südkarpathen (Rumänien). (Zs. Gletscherkunde. 17. H. 4/5. 1929. 370—380.)

Der Bucegi ist ein isoliertes Gebirgsmassiv der Südkarpathen. Im Jahre 1927 und 1928 wurde er vom Verf. glazial-morphologisch untersucht. Kare, Tröge und Moränen wurden festgestellt. Die Kare gruppieren sich um das Plateau des 2508 m hohen Omulgipfels. Nicht alle Täler waren vereist; um so mehr ist das Gebirge geeignet, die Umformung präglazialer Täler durch eiszeitliche Gletscher aufzuzeigen. Die Schneegrenze lag auf der Südabdachung zwischen 1900 und 2100 m, auf der Westseite auf 1800 m und auf dem Nordhang auf 1700 m.

Edith Ebers.

Th. Kräutner: Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. (Verhandl. und Mitteil. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. zu Hermannstadt. 79. S. 1—77. Mit 11 Kartenskizzen und 27 Photographien.)

Verf. gibt in dieser schönen Arbeit eine Zusammenstellung unserer heutigen Kenntnis von der Vergletscherung der Ost- und Südkarpathen. Nach einer kurzen historischen Einleitung wird eine allgemeine Übersicht über den glazialen Formenschatz des Gebietes gegeben. Infolge der geringeren Massenerhebung der Karpathen lag die Schneegrenze höher als in den Alpen; deshalb war die Vergletscherung hauptsächlich durch kleine Hängegletscher von pyrenäischem Typ gekennzeichnet, wobei auch einige Talgletscher von alpinem Typus, jedoch von höchstens 8—9 km Länge, bestanden. Kare, Rundhöcker und glaziale Seen sind die verbreitetsten Spuren der Vergletscherung; die Trogtäler sind infolge der starken jüngeren Erosion schlechter erhalten; Gletscherschliffe und Moränenablagerungen sind im allgemeinen selten.

Sodann werden die einzelnen Gebiete eingehend dargestellt. Ostkarpathen: Csernahora, Gebiete des Maramureş, Rodnaer Gebirge, Căliman-gebirge. Südkarpathen: Bucegimassiv, Făgăraşer Gebirge, Jezerumassiv, Sebeşer und Cibins-Gebirge, Parângu, Retezatmassiv, Boreşcu-Godeanu-Gruppe, Tarcu-Gruppe und Vrf. Petri.

Über die Zahl der Vereisungen gehen die Ansichten noch auseinander (nach DE MARTONNE 2). Eine Verbindung von Moränen mit Schotterterrassen konnte bis jetzt nicht festgestellt werden, so daß ein interglaziales Profil fehlt.

A. Streckelsen.

W. B. Schostakowitsch: Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. (Zs. Ges. f. Erdk. Berlin 1927. 394—427.)

Auf diese wichtige, viele Einzelheiten bringende Arbeit sei nachträglich wenigstens noch hingewiesen. Weite Strecken Sibiriens zeigen „Gefrornis“ (nach dem Vorschlage von POHLE, Pet. Mitt. 1924, 1925), welche nicht eine Folge bzw. einen Rest irgend einer früheren, von der Jetztzeit in klimatischer Beziehung abweichenden Epoche darstellt, sondern lediglich die notwendige Folge der in unserer Zeit wirkenden Klimabedingungen sei. Kartographische Darstellung der Grenze des Gesamtgebietes der Gefrornis, wie der Grenzen der Inseln mit ununterbrochener Gefrornis. Begünstigt wird das Eintreten von Frostboden durch mit Wasser völlig gesättigte Erdschichten, besonders Torfmoore, und durch eine nur geringe Schneedecke. Der Frostboden trennt den oberen ständigen „Auftauboden“ von dem tieferen „Niefrostboden“. Die obere Grenze des Frostbodens trifft man oft erst in Tiefen von 10—30, ja sogar 38 m.

Der Wasserhaushalt der Flüsse zeigt besondere Eigenart. Während die Flüsse mit einem Einzugsgebiet außerhalb der Gefrornis (Ob—Irtysch-System) eine gleichmäßige Wasserfülle im Laufe des ganzen Jahres zeigen, besitzen die Flüsse, welche aus dem Gebiete des ewig gefrorenen Bodens kommen, ein niedriges Wasserniveau im Winter, ein geringes Wasseransteigen beim Eisaufbruch und mehrere Hochwasser im Sommer, zwischen denen das Wasserniveau sich fast dem winterlichen Tiefstand nähert. Diese Besonderheit ist bedingt durch das Vorhandensein der Gefrornis, die hier in verhältnismäßig geringer Tiefe eine wasserdichte Schicht bildet, z. T. aber auch durch die oben erwähnte geringe Schneedecke. Unter dem Frostboden tritt gespanntes Wasser auf, das zur Wasserversorgung benutzt wird.

Aufeis-, bzw. Taryneisbildungen, Scholleneis, die Entstehung von Bodeneis, der Einfluß des Wasserablaufes auf die Oberflächenformen usw. werden eingehend besprochen.

Viele Angaben russischer Literatur.

Erich Kaiser.

Sumgin, M.: Die ewige Gefrornis des Bodens im Gebiete der USSR. (Herausgeg. von Narkomsem u. d. fernöstl. Geophys. Obser. Wladiwostock 1927. 199—210, 239—244, 249. Russisch m. engl. Zusammenfassung.) — Ref. Pet. Mitt. 1928. 271.)

M. Sumgin: Über die ewige Gefrornis des Bodens. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1929. 27—32.)

SCHOSTAKOWITSCH war in der im vorhergehenden Referate besprochenen Arbeit für das Auftreten des ewigen „Gefrornis“ von dem Koeffizienten ausgegangen, der in dem Verhältnis von mittlerer Wintertemperatur (Dezember

bis Februar) zu Schneedeckenhöhe (in Zentimeter für Januar) gegeben ist. SUMGIN zeigt nun etliche Orte an, welche in das durch diesen Koeffizienten gegebene Schema sich nicht einpassen lassen, daß für eine derartig theoretische Herleitung der „ewigen Gefrornis“ an manchen Orten noch nicht die notwendigen exakten Beobachtungen vorliegen und daß andererseits an Orten, welche keine „ewige Gefrornis“ zeigen, doch die für diese von SCHOSTAKOWITSCH als gültig angegebenen Koeffizienten zu errechnen sind.

Die Koeffizienten von SCHOSTAKOWITSCH seien nicht absolut abzulehnen, aber sie könnten die Frage der Gefrornis noch nicht völlig lösen.

Die Überreste von gut erhaltenen Mammut- und Nashornleichen zeigten, auch wenn „der gegenwärtige thermische Zustand der Schichten dauernd gefrorenen Bodens eine Funktion des gegenwärtigen Klimas (mit einiger Verspätung) ist“, daß in den meisten heutigen Gebieten ewiger Gefrornis deren Ursprung weit zurück zu verlegen sei.

Erich Kaiser.

W. Alabyschew: Sapropel-(Gyttja-)Fund im Rayon des ewigen Gefrierens in Ostjakutien. Die Natur. (Priroda 1929. Nr. 2. 179—180. Russisch.)

Im Tammotsee (58° 55' nördl. Br. und 126° 16' östl. L. von Greenwich) wurden gefunden: Algengyttja, Grobdetritusgyttja, Schalengyttja, Kalkgyttja, Seekreide und Seedy. Unter dem Seewasser ist schon in der Nähe vom Ufer die gefrorene Bodenschicht sehr stark herabgesunken.

Peter Tschirwinsky.

Reinhard, A. L.: Die diluvialen Eiszeiten des Kaukasus und deren Beziehungen zu den alpinen und skandinavischen Eiszeiten. (Trudi Lenigrader Obstsch. Estestw. 57. 1927. 143—152. Russisch mit deutscher Zusammenfassung.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 536.

Moltschanov, I.: Spuren einer alten Vergletscherung im Jenisseisker Gebirge. (Isw. der Sibir. Abt. d. Geol. Kom. 5. 1927. 1—22. Mit 9 Fig. Russisch.)

Kouzmine, Alexis M.: Matériaux pour la division du période glaciaire dans la région de Kouznetz—Altai. (Bull. de filiale de la Sibérie d'Ouest du Comité géologique. Tomsk 1929. 8. Livr. 2. 62 S. Engl. Auszug.)

A. v. Reinhard: Über die Eiszeit Spuren am Nordabhang des Kitschik-Alai. (Zs. f. Gletscherkunde. 17. 1929. 168—175.)

Über die Eiszeit in Zentralasien liegen bisher noch nicht sehr viele Forschungsergebnisse vor. Verf. konnte anlässlich einer Exkursion des III. Russischen Geologentages einige wertvolle Beobachtungen anstellen. Die beiden Quellflußgebiete des Arawan, das Tschile-Tal und das Kirgis-ata-Tal, wurden besucht.

Im Gegensatz zu den Ergebnissen eines früheren Forschers, MUSHKETOW, welcher hier, mit Vorbehalt, zwei selbständige Eiszeiten unterschied, nimmt Verf. an, daß es sich um Ablagerungen einer Eiszeit, der letzten und deren Rückzugsstadien, handle.

Moränen und Schotter, deren Bildung zum größten Teil in das erste Rückzugsstadium fällt, Zungenbecken, glaziale Talformen, typische Kare (aber auch karähnlliche Eintiefungen, deren von echten Karen abwechselnde Gestalt wahrscheinlich durch die Lagerung der Gesteine, cambrischen Marmors, bedingt ist). Am Nordfuß des Kitschik-Alai liegen am Ausgang der Haupttäler mächtige diluviale Schotterterrassen.

Eine kurze Zusammenfassung ergibt, daß die Eiszeit im Alai und Tianschan aus zwei Abschnitten bestand. Das ältere Diluvium brachte eine Eis- und Firndecke von skandinavischem Typus, während die Vereisung im jüngeren Diluvium alpinen Charakter gewann. **Edith Ebers.**

Pentti Eskola: Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide zwischen dem Bargusin und der oberen Angara in Transbaikalien. (C. R. de la Soc. géol. de Finlande. Nr. 2. Bul. de la Comm. géol. de Finlande. 87. 1929. 1—21.)

Vorliegende Beobachtungen, die ebenfalls die quartäre Vergletscherung Zentralasiens betreffen, wurden anlässlich einer Expedition zur Aufsuchung von Radium im Jahre 1914 vom Verf. angestellt und wegen Fehlens der Höhenangaben erst viel später publiziert.

Gerundete Oberflächenformen einiger Gebirge östlich des Baikalsees, Findlingsblöcke, aber auch ausgeprägte Moränenlandschaften und glaziale Talformen wurden aufgefunden. Eine besonders schöne Glaziallandschaft, die aber nur flüchtig gesichtet wurde, scheint sich im Quellgebiet der Flüsse Namama und Svetlaja zu befinden.

Beträchtliche Landeismassen, welche die niedrigeren Berge mit Eisdecken überzogen, jedoch die höchsten Gipfel freiließen, waren die Urheber dieser glazialen Gebilde. **Edith Ebers.**

W. Meinardus: Arktische Böden. (In: E. BLANCK, Handbuch d. Bodenlehre. 3. Berlin 1930. 27—96. 8 Abb.)

Wenn nach dem Titel diese inhaltreiche und übersichtliche Zusammenfassung bei der Verwitterungslehre untergebracht sein sollte, so muß sie doch gerade an dieser Stelle besonders hervorgehoben werden, weil es sich bei den arktischen (polaren) „Böden“ im wesentlichen zunächst nur um die physikalischen Vorgänge und das Verhalten des Wassers, dann der Gesteinszerkleinerung, des Transportes und des Neuabsatzes, überhaupt fast der gesamten exogenen Vorgänge im polaren Klima handelt.

Verf. behandelt zunächst das polare Klima unter Beibringung mehrfacher Tabellen, besonders die Wärmestrahlung der Sonne. Der Frostboden erhält eine besondere Beschreibung, wobei Auftauboden, der Dauerfrostboden (die „Gefronnis“ von POHLE, russisch: Merslota, schwedisch: Tjäle) und der Niefrostboden unterschieden werden, welcher letzterer schon von der Eigenwärme der Erde beeinflusst wird. Der Ausdruck „Bodeneis“ sollte auf die Vorkommnisse kompakten, reinen oder nur wenig getrübbten Eises (innerhalb der „Gefronnis“), sozusagen auf einen gefrorenen Wasserhorizont

im Boden beschränkt sein. Der Dauerfrostboden ist für die Wasserbewegung in dem Auftauboden als Wasserstauer, aber auch für die im Niefrostboden sich bewegenden Wasser (gespanntes, artesisches Wasser!) von Bedeutung. Dies gespannte Wasser kann durch natürliche Vorgänge an die Oberfläche aufsteigen und hier „Aufeis“ (Naledj der Russen) bedingen.

Der Frostboden wird im Anschluß an die Arbeiten von SCHOSTAKOWITSCH, SUMGIN u. a. eingehend geschildert (vgl. die Ref. auf S. 430).

Für die arktischen Verwitterungsböden ist die physikalische Verwitterung von besonderer Bedeutung. Temperaturwechsel, Feuchtigkeitsschwankungen, Schneedecke, Vegetation, besonders der Spaltenfrost, die Frostwechseltage sind in erster Linie zu beachten.

Bei Besprechung der chemischen Verwitterung stützt sich Verf. in erster Linie auf die Untersuchungen von E. BLANCK und seiner Mitarbeiter (vgl. dies. Jb. 1922. I. 343—345. 1928. II. 98—100. 423—424), woraus hervorgeht, daß, wenn auch die physikalische Aufbereitung auf Spitzbergen bei der Lockerung der Gesteine vorwaltet, aber doch chemische Angriffe nicht fehlen. Jedoch zeige die mechanische Beschaffenheit des Bodens eine „sandige“, niemals eine „tonige“ Ausbildung im Sinne der ATTERBERG'schen Typen der Schlämmanalyse. Diese Untersuchungen führten dazu, eine nivale Bodenform den bisherigen ariden und humiden (im Sinne von E. W. HILGARD) gegenüberzustellen. Daneben werden aber noch viele weitere Angaben über die chemische Verwitterung im polaren Klima zusammengebracht. Die durch den Bodenfrost („ewige Gefornis“) bedingte beschränkte Beweglichkeit des Sickerwassers führt sogar zu Salzausblühungen [womit wieder, wie in anderen Fällen, besondere Konvergenzerscheinungen mit aridem Klima herbeigeführt werden. Ref.]. Eingehend gestreift wird die Frage, ob sich in den chemischen Verwitterungserscheinungen nicht auch noch die Folgen eines kurz (etwa 8000 Jahre) zurückliegenden Klimaoptimums nachweisen lassen könnten. Der Anteil der Vegetation an der Bodenbildung wird kurz geschildert. Äolische Bodenbildungen haben stellenweise größere Bedeutung. Die starken Winde rufen Schuttanhäufungen hervor, die den in den Wüsten gebildeten ähnlich sind [Deflationsrückstände des Ref.]. Äolischer Staub kommt aber auch innerhalb des arktischen Festlandes (wenigstens z. T.) zur Verlandung, zumeist in den Schmutzstreifen im Schnee- und Gletscherprofil. Der Kryokonit als meist rein äolisch zugeführter, terrester Staub wird besonders betrachtet.

Ein eingehender, die vorhandene Literatur kritisch behandelnder Abschnitt wird endlich den „Strukturformen arktischer Böden“ zugewandt, wobei typische Bilder gut wiedergegeben werden. [Es sei hier auf die beiden Referate über dahingehende Arbeiten von K. GRIPP auf S. 425 und 426 dieses Heftes hingewiesen.]

Das, was auf S. 371 dieses Heftes über den Boden in Wüstengebieten gesagt ist, das gilt auch für die Anwendung des im humiden Klima schon umstrittenen und für dies geprägten Begriffes „Boden“ in polaren, überhaupt nivalen Gebieten.

[Wenn auch dieser Abschnitt des BLANCK'schen Handbuches zum größten Teil nur ein Sammelreferat bildet, dessen Einzelheiten hier nicht wiedergegeben werden können, so ist er doch mit so vielfachen kritischen Bemerkungen durchsetzt, daß diese Zusammenfassung in ihrer Vielseitigkeit für alle Vorgänge im arktischen Klima besondere Beachtung verdient. Wenn die eine Bemerkung nicht unterdrückt werden kann, daß viele dieser Ausführungen kaum etwas mit dem „Boden“ arktischen Klimas zu tun haben, so müssen wir doch dem Verf. vom Standpunkte der allgemeinen Geologie aus für seine anregende Übersicht recht dankbar sein. Ref.] **Erich Kaiser.**

H. Jenny: Hochgebirgsböden. (In: E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre. 3. 1930. 96—118. 4 Abb.)

Auch diese Zusammenfassung muß hier angeführt werden. Sie enthält einen Überblick über eine weitverzweigte Literatur. Gebirgsklima und Wirkungen desselben. Allgemeinerer Eigenschaften der Hochgebirgsböden unter Anführung gerade der fast rein physikalischen Vorgänge. Die Böden der kalkhaltigen Sedimentgesteine, der Silikatgesteine. Die alpinen Humusböden. Kartierung der Gebirgsböden. Die vertikalen Bodenzonen unter Anführung von recht interessanten Gebirgsbodentypenserien nach GLINKA, SMIRNOFF, A. MAYER, H. JENNY, M. W. SENSTIUS. Auf die vielfachen Einzelangaben kann nur verwiesen werden. **Erich Kaiser.**

St. Taber: Experiments in soil freezing. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 108—109. Abstract.)

Bei Bodenfrost zeigen sich Druckeffekte durch das Wachstum der Eiskristalle. Der Druck wirkt in der Wachstumsrichtung der Kristalle. Der Betrag der Bodenhebung hängt ab von der Größe der Bodenpartikel, dem verfügbaren Wasser, Größe und Prozentsatz der Hohlräume und dem Grad der Abkühlung. Unter Beachtung dieser Tatsachen kommt man auch zu einer Erklärung der Strukturböden in arktischen Gebieten.

Curt Teichert:

H. Mortensen: Über den Abfluß in abflußlosen Gebieten und das Klima der Eiszeit in der nordchilenischen Kordillere. (Die Naturwissenschaften. 17. Berlin 1929. 245—251.)

Stark aride Gebiete können perennierenden Abfluß haben, wenn die Niederschläge der Verdunstung rasch genug entzogen werden (vgl. Ref. S. 369 dieses Heftes). Abkühlung braucht aber dort nicht stärkeren Abfluß zu bedingen, sondern kann, da die schneeigen Niederschläge der Verdunstung besonders lange ausgesetzt sind, verringerten Abfluß bewirken, wie am Beispiel Nordchiles gezeigt wird. Dort kann eine einfache Abkühlung mit ihren Folgeerscheinungen nicht gleichzeitig Senkung der diluvialen Schneegrenze und erhebliche Steigerung des Abflusses bewirkt haben.

Die für die Eiszeit in Nordchile zu fordernde Zunahme der Niederschläge ist wahrscheinlich eine Begleiterscheinung der von MEINARDUS bewiesenen universellen Verstärkung der Luftzirkulation. **Erich Kaiser.**

J. Brüggen: Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. (Geol. Rundsch. 20. 1929. 1—35. 4 Textfig.)

Verf. behandelt die diluvialen und alluvialen Glazialerscheinungen auf der Westseite der Kordilleren. Die Ergebnisse werden durch eine graphische Darstellung veranschaulicht, in welcher fünf wichtige Grenzlagen durch ganz Chile von N nach S zu verfolgen sind. Der erste (unterste) Linienzug bezeichnet die altquartären Gletscherenden. Der nächsthöhere Linienzug (II) verbindet die Beobachtungspunkte jungdiluvialer Gletscherenden. Darüber folgt (III) die diluviale Schneegrenze, sodann (IV) die Grenzlage der heutigen Gletscherenden und (V) die heutige Schneegrenze.

Dabei zeigt sich, daß der Vertikalabstand zwischen II und IV in Nordchile nur ca. 1500 m beträgt gegenüber 2500 m in Mittelchile; andererseits beträgt der Abstand zwischen III und V in Nordchile 1250 m gegenüber nur 700 m in Mittelchile.

Eine Abnormität weist der Linienzug IV in Südchile auf, nämlich eine tiefe Auszackung nach unten (gegen den Meeresspiegel), da einer der vom Tronador-Massiv herabkommenden Gletscher bei Casapangue ungewöhnlich tief endet.

Aus der erwähnten Nichtparallelität der Linienzüge wird die wichtige Folgerung gezogen, daß der aride Norden Chiles eine stärkere Klimaänderung erlebt hat als Mittelchile. Die scheinbar dem widersprechenden Abstandsverhältnisse der Gletscherenden einst und jetzt lassen sich topographisch erklären. Für Mittelchile würde zur Erklärung des Eiszeitphänomens die Annahme kühlerer Sommer genügen; für den N muß aber notwendig auch eine früher größere Niederschlagsmenge angenommen werden. In der Antofagasta-Wüste müssen seinerzeit klimatische (Trockenheits-) Verhältnisse geherrscht haben, wie sie heute 6 Breitengrade südlicher bei La Serena bestehen.

Die heutigen Glazialerscheinungen werden in ihrer Eigenart deutlich durch Übertragung auf die europäische Geographie: Das patagonische Inlandeis erreicht auch heute noch Gegenden, die der Breite von Genf und Bozen entsprechen, bei einer Festlandshöhe von rund 1000 m. O. NORDENSKJÖLD erklärte das durch die in Südchile abnorm niedrigen Sommertemperaturen, die abnorm großen Niederschlagshöhen und die ausgedehnten Flächen hochgelegener Sammelstätten für Gletschereis.

Während der Eiszeit passen dieselben Annahmen auch für Mittelchile, insbesondere während der vorletzten Vereisung, als dort die Gletscher nahezu das Meeresniveau erreichten, bzw. etwa 100 m darüber endeten, wenn man die dortige postglaziale Küstensenkung berücksichtigt.

Die Unterscheidung verschiedener Vereisungen konnte noch nicht überall durchgeführt werden, doch lassen sich bei Santiago verschieden starke Eisvorstöße auseinanderhalten, die etwa analoge Bedeutung haben können, wie die alpine Reißvereisung, die Würmvereisung und der Bühlvorstoß. Künftig muß die Zusammensetzung der Moränen genauer darauf geprüft werden, ob sie an jungvulkanischen Geschieben reich oder arm sind.

Die Chile betreffenden glazialgeologischen Datierungen seitens KOEPPEN und WEGENER beruhen auf falschen Altersbestimmungen pflanzenführender Ablagerungen durch IRMSCHER und BERRY. Sollte sich daher die von KOEPPEN und WEGENER angenommene Polwanderung für die Nordhalbkugel bestätigen, so müßte man annehmen, daß die Kontinentalblöcke der Südhalbkugel unabhängige Bewegungen ausgeführt haben.

Wetzel.

A. Raistrick: The Petrology of some Yorkshire Boulder Clays. (Geol. Mag. 66. 1929. 335—344. Mit 3 Textfig.)

An der Küste von Yorkshire zwischen Patrington und Withernsea finden sich die mächtigsten, bekannten glazialen Ablagerungen von Nord-England. Eine Untersuchung dieser glazialen Lehme ergab, daß ihre jeweilige mineralogische Zusammensetzung zur Petrographie jener Gebiete, von denen die verschiedenen Typen der Gletscherlehme herzu- leiten sind, in enger Beziehung steht.

F. Machatschki.

T. E. Savage and J. R. Griffin: Significance of crystalline boulders in pennsylvanian limestone in Illinois. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 421—428. 2 Textabb.)

Die kleine Arbeit möge hier deshalb Erwähnung finden, weil sie die Beschreibung des ziemlich seltenen Vorkommens kristalliner Gerölle in Kalk liefert. Das Gestein ist ein ziemlich reiner Kalk von Pennsylvania-Alter. In ihm befinden sich eine Menge von Geröllen von Quarz, Granit, Grünstein, Schiefer und Quarzit. Das größte Geröll mißt etwa 6 Zoll (= ca. 15 cm) im Durchmesser. Der nächste Ort mit anstehendem kristallinem Gestein ist über 200 Meilen entfernt. Es ist am wahrscheinlichsten, daß die Gesteine von dort stammen. Die große Zahl der gefundenen Gerölle läßt nach Ansicht der Verf. keinen anderen Weg offen, als ihre Verfrachtung durch treibende Eisschollen.

Ist diese Erklärung richtig, so wäre damit die Existenz kalter Winter im oberen Carbon Nordamerikas erwiesen.

Curt Teichert.

R. W. Sayles: New interpretation of permo-carboniferous varves at Squantum. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 197—198. Abstract.)

Verf. hat schon 1915 in permischen Tilliten Sedimente entdeckt, die eine Deutung als varvenähnliche Ablagerungen zulassen. Es ist allerdings fraglich, ob es sich hierbei einfach um Abbildung warmer und kalter Jahreszeiten handelt, wie bei den diluvialen Bändertonen. Weitere Untersuchungen müssen noch die klimatischen Bildungsbedingungen aufklären helfen.

Curt Teichert.

R. W. Sayles: New Interpretation of the Permo-Carboniferous Varves at Squantum. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 541-546. 5 Taf.)

Diese kleine Arbeit sei hier vornehmlich wegen ihrer vorzüglichen Bebilderung erwähnt. Verf. hat schon seit 1916 die Ansicht vertreten, daß gewisse gebänderte Gesteine permocarbonischen Alters bei Boston etwas Ähnliches sein könnten wie die Varven des Pleistocän. Es handelt sich allerdings nicht um Ablagerungen von so regelmäßigem Rhythmus, wie sie von der jüngsten Eiszeit bekannt sind. Die Sommerkomponente besteht aus feinerem, nur selten gröber sandigem Material, die Winterkomponente ist sehr viel dünner und kann bisweilen fast fehlen. Verf. nennt diesen Varventypus den Typus „mit unterbrochener Winterkomponente“. Eine kurze Überlegung lehrt schnell, daß ein solcher Typus einer größeren Entfernung der Ablagerungstätte vom Gletscherrand entspricht.

Verschiedene Ansichten dieser paläozoischen Varven werden wiedergegeben und geben einen vorzüglichen Eindruck von dem Gestein. Verf. fügt hinzu, daß ihm ähnliche Gesteine in Handstücken auch von Australien und von Uganda bekannt sind.

Curt Teichert.

Grinlinton, John L.: The Former Glaciation of the East Lidar Valley, Kashmir. (Mem. Geol. Survey India. 49. Teil 2. 289—388. Taf. 12—38. Calcutta 1928.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 555.

Das Meer und seine Wirkungen.

Rüger, L.: Die Tätigkeit des Meeres und der Brandungswelle. (In: E. BLANCK, Handb. d. Bodenlehre. 1. Berlin 1929. 242—257.)

Lundbeck, Joh.: Studien über das Frische Haff III. Die Strömungen und ihre Beziehungen zu Wasserhaushalt und Wasserbeschaffenheit im Frischen Haff. (Schr. d. Phys. ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. 65. H. 3/4. 1928. 1—111. 22 Abb.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 315.

Marsh, T. W.: Alongshore Drifting of Beach Material. (Proc. Geol. Assoc. 36. 1925. 434.)

K. Lüders: Spülsaum aus Regenwürmern. „Senckenberg am Meer: 20“. (Natur u. Museum. 59. 1929. 174—175.)

Bei dem Hochwasser am 24. November 1928 war in Wilhelmshaven die Flut bis an den Fuß des Deiches gegangen und hatte die Regenwürmer des Vorlandes in einem langen Spülsaum zusammengeschwemmt, die vor dem eindringenden Salzwasser den Boden verlassen hatten.

Pratje.

Norman A. E. Hinds: Wave-cut platforms in Hawaii. (Journ. of Geol. 37. 1929. 603—610.)

Es wird der Versuch gemacht, zu beweisen, daß die Ansicht von W. M. DAVIS von den submarinen Bänken in Lee der Hawaiischen Inseln nicht richtig

ist. DAVIS hält sie für ziemlich mächtige, untergetauchte Riffkalke und Lagunenabsätze auf vulkanischem Untergrund, während Verf. durch Vergleiche mit Abrasionsflächen an der Luv-Seite der Inseln die Ansicht stützt, daß es sich um echte Brandungsabtragungsflächen handelt, deren Detritusdecke in der Mitte nur dünn und an den Rändern mächtiger ist.

Pratje.

F. P. Shepard: Significance of submerged deltas in the interpretation of the continental shelves. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 1157—1170. Mit 8 Fig.)

Die Untersuchung geht von der Voraussetzung aus, daß jeder Schelf überall klare Beziehungen zu der anliegenden Küste haben muß. Besondere Schelftypen entsprechen jeweils großen Flußmündungen, glazialen Küstentypen, alten Gebirgszügen, ariden Flächen, jungen Gebirgsketten usw. In vorliegender Arbeit beschäftigt sich Verf. mit den Schelftypen an der Mündung großer Flüsse. Zu diesem Zweck sind die Seekarten an 25 der bedeutendsten Flußmündungen studiert worden; eine Auswahl davon wird reproduziert.

Im Falle des Mississippi z. B. zeigt die Tiefenkarte klar, daß sein Delta den Schelfrand bereits überschritten hat. Indessen zeigen etwa 85 % der größten Ströme der Welt vor ihrem Rand mehr oder weniger flache weite Partien des Meeresbodens, die mit rundlicher Begrenzung über den normalen Schelfrand hinausstehen, wie sie sich dort, wo keine großen Ströme ins Meer münden, nur selten zeigen. Diese Erscheinung muß mit der Deltabildung in Zusammenhang stehen und es sind diese untermeerischen Gebiete als versunkene Deltas gedeutet worden, wobei man an isostatisches Einsinken der Kruste unter dem Belastungsdruck des Sediments gedacht hat.

Am wahrscheinlichsten aber wäre dies Untertauchen der Deltas, das bei so vielen Flüssen in analoger Weise auftritt, durch eine einheitliche Hebung des Wasserspiegels zu erklären. Unter dieser Voraussetzung muß man annehmen, daß der Wasserspiegel lange genug in etwa 50 Faden Tiefe verblieben ist, um die Bildung großer Deltas zu ermöglichen. Im Anschluß an DALY wird diese Veränderung des Wasserstandes in bekannter Weise mit der diluvialen Vereisung in Zusammenhang gebracht. Allerdings haben wir dann nicht mehr die Deltas in ihrer ursprünglichen Gestalt vor uns, sondern als beim Steigen des Seespiegels mehr oder weniger planierte Terrassen.

Curt Teichert.

W. H. Twenhofel: Inquiry into the Magnitude of the Deep Sea Deposits. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 222—223. Abstracts.)

Die Menge der gegenwärtigen Tiefseeablagerungen ist ungefähr dieselbe wie die der Flachseeablagerungen auf den Kontinentalschelfen.

[Da wir über die Mächtigkeiten der gegenwärtigen Tiefseeablagerungen nur sehr unsichere Schlüsse ziehen können, ist obige Behauptung natürlich nur mit Vorbehalt aufzunehmen.]

Curt Teichert.

Diagenese.

- Peacock, Martin A. and Richard E. Fuller: Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River plateau. (The Amer. Min. 13. 1928. 360—383.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 361.
- Allen, Victor T.: Anauxite from the Ione formation of California. (The Amer. Miner. 13. 1928. 145—152.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 365.
- Ross, Clarence S. and William F. Foshag: Anauxite, a mineral species, based on material from Bilin, Czechoslovakia. (The Amer. Miner. 13. 1928. 153—155.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 366.
- Storz, M.: Gas-Flüssigkeitseinschlüsse im Dolomit und deren Übernahme bei der Verkieselung durch Quarz. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 313—318.)
- Burt, Frederick A.: Capsular silica. (The Amer. Miner. 14. 1929. 222—226.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 417.

P. Müllers: Über die Dolomitisierung des Mitteldevons der Gerolsteiner Mulde in der Eifel. (Chemie der Erde. 4. 1930. 431—454. 1 Karte.)

Nach eingehender Darstellung der stratigraphischen und genetischen Verhältnisse des Gerolsteiner Mitteldevons unter besonderer Berücksichtigung der Riffazies folgt im Hauptteil der Arbeit eine chemisch-petrographische Untersuchung der Carbonatgesteine der Riffe und eine Diskussion der Untersuchungsergebnisse.

57 Proben wurden an vertikal und horizontal profilmäßig genau festgelegten Stellen entnommen (die Entnahmestellen sind in einer Karte verzeichnet); in ihnen wurden CaO, MgO, CO₂ und in HCl unlöslicher Rückstand bestimmt. Die Analysenergebnisse sind mit der makroskopischen Beschreibung der Gesteine zusammen in Tabellenform dargestellt.

Mikroskopisch wurden einige Gesteine untersucht, an denen Verkieselungen ursprünglich vorhandenen Dolomits zu bemerken waren.

„Der massive Dolomit der unteren Stringocephalenstufe ist durch diagenetisch-metasomatische Verdrängung reiner Riffkalke entstanden. Die Dolomitisierung fällt zeitlich mit der Riffbildung zusammen und hat unter Wasserbedeckung beim Absterben der Tiere eingesetzt. Von diesem Dolomit sind die lokal auftretenden Dolomite des unteren Mitteldevons zu trennen, deren Entstehung in eine geologisch spätere Zeit fällt und auf Zuführung magnesiumhaltiger Lösungen aus dem hangenden Dolomit zurückzuführen ist. Die Ablagerungen der Lagune innerhalb der Stringocephalenschichten sind im Gegensatz zu den reinen Riffkalken dieser Schichten nicht dolomitisiert worden.“

Die chemische Verwitterung der Dolomite führt durch Weglösen des vorhandenen Kalks an Stellen, die dauernd der Feuchtigkeit ausgesetzt sind,

zum sandigen Zerfall, während an stark geneigten Außenflächen das Gestein sehr widerstandsfähig ist und nur selten Karrenbildung zeigt.

Beim Vergleich mit den Verhältnissen in den beiden anderen großen deutschen Dolomittriffgebieten, dem ostthüringischen Zechstein und dem weißen Jura Frankens sind besonders bemerkenswert die großen Parallelitäten in bezug auf die Entstehung: in allen Fällen sind schwammähnliche Lebewesen die Erbauer der Riffe gewesen. Mit dem Frankendolomit hat das Gerolsteiner Gebiet die große Armut an klastischem Material gemeinsam, ebenso die starke und gleichmäßige Dolomitierung; häufiger als bei Gerolstein sind in Franken Verkieselungsprozesse. Der Pößnecker Zechsteindolomit ist durch viel stärkere Schwankungen im Dolomitgehalt seiner Gesteine von den beiden anderen Gebieten deutlich zu unterscheiden. **Calsow.**

L. R. Wager: Metasomatism in the Whin Sill of the North of England. Part I: Metasomatism by Lead Vein Solutions. (Geol. Mag. 66. 97—110. 1929. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig.)

—: Metasomatism in the Whin Sill of the North of England. Part II: Hydrothermal Alteration by Juvenile Solutions. (Ebenda. 221—238. Mit 4 Textfig.)

Im Whin Sill (Dolerit) gibt es zwei Typen von Gesteinen, die als Produkte metasomatischer Veränderung des Dolerites aufzufassen sind. Das erstere entwickelte sich an den Wänden eines Kluftsystems, in dem juvenile Wässer zirkulierten. Der zweite Typ ist durch die Wirkung von Bleisalzlösungen im Konnex mit den Erzadern entstanden. Der erstere Umwandlungsvorgang steht in enger Beziehung zum Abkühlungsprozeß im Whin Sill-Komplex.

1. Durch die Erzlösungen wurde der Whin Sill in den Bergbezirken von Teesdale und Alston Moor in einer Mächtigkeit von wenigen Zoll bis zu mehreren Fuß zu einem weißlichen, harten Gestein verändert („burnt“ oder „white whin“). An einer Reihe von Lokalitäten kann man Stellen beobachten, wo Adern von Bleierz den Whin Sill durchschneiden, die Anlaß zur metasomatischen Umwandlung geworden waren.

Die mikroskopische Untersuchung des White Whin ergibt: Hauptbestandteile sind Quarz, Carbonat, glimmerähnliche Mineralien, Anatas und Apatit. Die glimmerähnlichen Mineralien haben die Feldspäte des unveränderten Dolerites ersetzt, die Carbonate seine Eisen-Magnesia-Mineralien (Pyroxen). Die glimmerähnlichen Mineralien sind auf Grund der chemischen Bauschanalyse zur Hälfte Muskovit, zur Hälfte Paragonit. In den Glimmermassen findet sich vermutlich auch Kaolin (Tonerdeüberschuß der Analyse). Das Carbonat ist hauptsächlich CaCO_3 , weniger FeCO_3 und MgCO_3 . Der ursprüngliche Ilmenit des Dolerites ist in Anatas, der in winzigen Kriställchen auftritt, umgewandelt. In den am meisten veränderten Gesteinen fehlen die Carbonate fast vollständig.

Die Analysen (A—D) des veränderten und unveränderten Gesteines werden verglichen und es werden Fragen der Substanzzufuhr und des Substanzverlustes besprochen. Ein hervorstechender Zug des Umwandlungsvorganges

besteht in der Verarmung an Fe. Dieses wurde entfernt, in Kontraktionsrissen abgesetzt oder es vereinigte sich mit den Erzlösungen, dieselben in ihrem ursprünglichen Bestande verändernd.

Das Fortschreiten der Umwandlung mit der Annäherung an die Erzadern kann sehr gut verfolgt werden. Es läßt den Einfluß der Diffusion und des Massenwirkungsgesetzes erkennen und bestätigt GOLDSCHMIDT's Prinzip von der Minimalkonzentration bei metasomatischen Vorgängen.

Bei der Umwandlung des Dolerites werden zuerst die Pyroxene erfaßt, unter ihnen wieder zuerst die Hypersthene, dann folgen die Hornblendens. Später beginnen die Plagioklase erfaßt zu werden, und zwar vor allem die basischeren Kernpartien (Umwandlung in Kaolin und Carbonat), dann folgen Biotit und Ilmenit und am widerstandsfähigsten erscheint der Orthoklas, der schließlich auch in Kaolin und Glimmer umgewandelt wird. Die Menge des unangreifbaren Quarzes wird noch erhöht durch die Abspaltung von Kieselsäure aus den sauren Feldspaten. Der Apatit verbleibt unverändert. Die ophitische Textur des Dolerites bleibt bei der Umwandlung erhalten. Die Veränderungen wurden hauptsächlich durch kohlenstoffhaltige, wässrige Lösungen hervorgerufen.

2. Der Whin Sill-Dolerit wird von einem System von Klufflächen durchzogen, die sich in die überlagernden Sedimente nicht fortsetzen. Diese Klufflächen sind wohl von der jüngeren säulenförmigen Zerklüftung zu unterscheiden. Sie stammen aus einer Zeit, wo die Hauptmasse des Gesteins zwar schon verfestigt, aber noch sehr heiß war und auch kleineren gerichteten Drucken keinen Widerstand leisten konnte. Das Gestein an den Wänden der Klufflächen ist durch hydrothermale Lösungen stark verändert.

Unmittelbar an den Klüften besteht das veränderte Gestein hauptsächlich aus Chlorit, Quarz, Anatas und Apatit, wenig Carbonat und Alkalifeldspat. Die direkten Kluffwände enthalten überhaupt nur Quarz und Chlorit (extremstes Umwandlungsprodukt der hydrothermalen Metasomatose. Anal. E). Auch hier lassen sich wieder sehr schön die Übergänge vom unveränderten Gestein zum Umwandlungsprodukt verfolgen.

Zuerst wird der Hypersthen in Bowlingit umgewandelt, doch wird auch dieser bald, bevor noch andere Mineralien des Dolerites angegriffen werden, in Carbonat und Chlorit umgesetzt. Als nächstes werden wieder die Hypersthenaugite unter Bildung von Carbonat, Chlorit und Pyrit zersetzt. Dann folgt der Plagioklas, der ebenso wie später der Orthoklas durch Chlorit ersetzt wird. Ziemlich gleichzeitig beginnt die Umwandlung von Ilmenit, Hornblende und Biotit. Ersterer geht in Anatas über, die beiden letzteren in Chlorit. Quarz und Apatit verbleiben unverändert. Stellenweise erscheint der Plagioklas auch in ein glimmerartiges Mineral (vermutlich Sericit) umgewandelt.

Die hydrothermale Umwandlung läßt sich übrigens auch in geringem Ausmaße selbst bei den frischesten Stücken des Dolerites beobachten, die von den genannten Klufflächen weit entfernt sind. Diese leichten Veränderungen schrieb man früher der Verwitterung zu.

Die Umwandlung wurde durch hydrothermale, wässrige Lösungen mit einem Gehalte an CO_2 und H_2S hervorgerufen.

Bei Cowshill in Weardale findet sich eine kleine Intrusion von Whin Sill-Magma, die als typischer Phakolith anzusprechen ist. Hier ist der Erstarrungsvorgang mit speziellen Phänomenen verbunden gewesen, die sich vom Anfang bis zum Ende des Erstarrungsprozesses erstreckten und mit kleinen Erdbewegungen während des Abkühlungsvorganges in Beziehung zu bringen sind. Große Hohlräume in diesem Phakolith sind wesentlich von großkristallisiertem, hydrothermale Calcit erfüllt, in welchen gut entwickelte Kristalle von Quarz, Albit, Spnen und Chlorit (pseudomorph nach Pyroxen) eingebettet sind.

- A. White Whin, Winch Bridge, Teesdale, Yorkshire. Anal. L. R. WAGER.
 B. Durchschnitt von drei Analysen des Whin Sill Dolerites. Anal. TEALL und FINLAYSON.
 C. Whin Sill Diabas, frisch, Rotherhope bei Alston. Anal. A. M. FINLAYSON (Quart. J. Geol. Soc. 66. 304. 1910).
 D. Whin Sill Diabas, verändert. Ebenda. Anal. FINLAYSON wie bei C.
 E. Chloritisches Veränderungsprodukt des Whin Sill-Dolerites (extremes Veränderungsprodukt). Ord and Maddison's Quarry, Middleton in Teesdale. Anal. W. H. HERDSMANN.

	A.	B.	C.	D.	E.
SiO ₂	35,10	50,80	50,46	62,29	36,98
Al ₂ O ₃	18,09	14,24	13,89	12,27	15,02
Fe ₂ O ₃	Spur	3,84	3,69	1,29	2,34
FeO	3,74	8,90	9,02	8,65	18,33
MgO	5,79	5,12	5,03	2,45	9,78
CaO	11,89	8,44	8,81	3,29	2,25
Na ₂ O	1,03	2,72	2,85	0,23	0,55
K ₂ O	1,60	1,32	1,33	2,66	0,18
H ₂ O +	4,18	1,67	1,95	1,65	7,75
H ₂ O —					
CO ₂	16,12	0,21	0,19	4,34	0,38
TiO ₂	2,31	2,20	2,26	1,13	3,53
P ₂ O ₅	n.best.	0,21	0,37	0,32	0,27
S	—	—	—	—	Spur
MnO	n.best.	0,23	0,22	0,27	Spur
Summe	99,85	99,90	100,07	100,84	99,96
Spez. Gew.	2,73	2,92	2,85	2,65	2,84

F. Machatschki.

St. Taber: Chrysotile veins of southern Quebec. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 95—96. Abstract.)

Neuer Beweis für GRAHAM's Theorie, daß die Serpentinisierung der Peridotite durch kieselsäurehaltiges Wasser magmatischen Ursprungs hervorgerufen wurde.

Curt Teichert.

Sedimentgesteine.

- Milner, H. B.: Sedimentary Petrography. With special reference to petrographic methods of correlation of strata and to subsurface oil geology. (2nd ed., London, Th. Murby & Co. 1929. 514 p.) — Vgl. Besprech. CBL. Min. etc. 1929. B. 655—656.
- Marr, J. E.: Deposition of the sedimentary rocks. (Cambridge, University Press. 1929. 245 p.)
- Milner, H. B.: Research on Sediments by British Petrologists. (1927. Nat. Research Council [Washington], Cmttee. on Sedimentation. No. 85. 1928. 9.)
- Clerici, E.: Bibliography of Italian Studies in Sedimentary Petrology. (Boll. Soc. geol. ital. 43. 1924. 21—31.)
- Reed, R. D. and J. P. Bailey: Subsurface Correlation by Means of Heavy Minerals. (Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 11. 1927. 359—368.)
- Ross, C. S.: Preparation of Sedimentary Materials for Study. (Econ. Geol. 23. 1928. 334. [Communication].)

W. B. Gealy: Use of Mercury for determination of volume of rock specimens in Russell porosity apparatus. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 13. No. 6. 1929. 677—682.)

Volummessungen durch Untertauchen in Hg. Die Messung erfolgt rasch und zeigt gute Übereinstimmung mit anderen Methoden. **Krejci.**

W. Kunitz. Die volumetrische Phasenanalyse mittels der Zentrifuge, eine neue Methode zur quantitativen Gesteinsbestimmung. (Fortschritte der Min. etc. 14. I. 1929. 44—47.)

Zwei graduierte Zentrifugengläser werden mit CLERICI'scher Lösung von der Dichte 3,6 gefüllt. In einem werden die Dichten der einzelnen Mineralkomponenten durch Titration bestimmt (vgl. dies. Jb. 60. 1929. 180), in das andere wird eine abgewogene Menge, etwa 2,5 g, Gesteinspulver getan und zentrifugiert. Nach Verdünnen bis unter die Dichte der nächsten Mineralkomponente wird wieder zentrifugiert und so fort. Man liest dann sowohl das Volumen des gesamten Gesteinspulvers ab wie auch der einzelnen Mineralarten. Die Methode ist eine Schnellmethode und ergibt durch Multiplikation mit den spezifischen Gewichten auch direkt die Mengenverhältnisse. Schwierigkeiten treten auf, wenn die Mineralien gleiche oder sehr ähnliche Dichten haben und wenn sie verschieden zersetzt sind. Die Methode ist auch schon zur Untersuchung von Bohrproben und von technischen Kunststoffen benutzt worden und dürfte nach Ansicht des Ref. für die Sedimentpetrographie besonders der lockeren Sande gut geeignet sein. **Pratje.**

Heinrich Müller: Über die quantitative Trennung feinsten Gemenge von Mineralien verschiedenen spezifischen Gewichtes mittels eines neuen Zentrifugenglases. (Fortschritte der Min. etc. 14. I. 1929. 52—53.)

Mit einer Zentrifuge mit elektrischem Antrieb und weiteren Gläsern als üblich ist bei 3000—3700 Umdrehungen in der Minute eine Trennung der Korngrößen 0,02—0,002 mm in Kalk und Quarz mit 95—96 % Reinheit erzielt. Als Trennflüssigkeiten werden Azetylentetrbromid und Thouletsche Lösung verwandt, wobei der letzteren der Vorzug gegeben wird. **Pratje.**

Chester K. Wentworth: Method of computing mechanical composition types in sediments. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 110.)

Da die Korngrößenanteile bei lockeren Sedimenten in Zahlenreihen ausgedrückt sehr wenig übersichtlich sind und graphische Darstellungen nicht immer sehr handlich für Vergleiche sind, ist eine Rechnungsmethode ausgearbeitet worden, die Indexzahlen gibt. Diese Werte drücken die Form der Verteilungskurve aus und damit die Eigenart des Sediments in bezug auf die Korngrößenverteilung. Die Vergleichsmöglichkeiten sind damit sehr erleichtert und Verf. hofft, auch alte Sedimente in ihrer Entstehung damit erkennen zu können. Leider sind in diesem Vortragsreferat keine Einzelheiten über die Methode gegeben worden, um ihre Brauchbarkeit beurteilen zu können. Das Problem ist jedenfalls ein sehr dringendes, das bisher noch keine einwandfreie Lösung, die in jedem Falle befriedigt, gefunden hat.

Pratje.

Albert Schwarz: Ein Verfahren zum Härten nicht verfestigter Sedimente. („Senckenberg am Meer 23“. Natur u. Museum. 59. 1929. 204—208.)

Zum Härten werden Zelluloidkitt in starker Verdünnung verwandt, bei denen Amylacetat und Aceton als Lösungsmittel dienen. Durch wiederholte Tränkung kann der Härtegrad erhöht werden, so daß erst kräftige Hammerschläge das Sediment zertrümmern. Zwei instruktive Abbildungen sind beigegeben, von denen besonders die zweite, die Röhren des Schlickkrebsses *Corophium* im Querbruch zeigt, durch bogenförmige Spuren annähernd gleichlaufend übereinander von Interesse ist. R. RICHTER erinnert im Zusammenhang damit in einem Nachsatz an SMITH's carbonische *Corophioides polyupsilon*, die er bisher Würmern zugeschrieben hatte. **Pratje.**

Stuart, A.: Petrology of Dune Sands, S. Wales. (Proc. Geol. Assoc. 35. 1924. 316.)

Wallace, R. C. and G. C. McCartney: Heavy Minerals in Sands in Manitoba, etc. (Trans. Roy. Soc. Canada. 22. 1928. 199.)

Watoeki, W. I.: Der Granatsand von Hel am Baltischen Meer. (Bull. Acad. Polonaise Sci. Lettres. 1928. 439—444.)

J. T. Singewald, jr. and Ch. Milton: Authigenic Feldspar in limestone at Glens Falls, New York. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 463—468. 1 Taf., 94. Abstract.)

In einem dunklen kristallinischen Kalk von ordovizischem Alter ist das Auftreten von authigenem Feldspat beobachtet worden. Die Kristalle zeigen

Pinakoide, Pyramiden und Prismen nach der a-Achse. Brechungsindex 1,524—1,531. Optischer Charakter positiv. Auslöschung nach der Basis nicht ganz 4°, nach dem Pinakoid nicht ganz 20°. Verzwilligungen nach dem Karlsbader und dem Albitgesetz. Die chemische Analyse zeigt einen Ca-Gehalt von 0,27 %.

Eine kurze Zusammenstellung der wenigen bis jetzt bekannten Fälle von Feldspatneubildung in Kalksteinen wird gegeben. Solche sind bis jetzt in der Mehrzahl aus triassischen bis eocänen Gesteinen bekannt.

Über die Bildungstemperaturen läßt sich nur soviel angeben, daß sie sicher nicht sehr hoch waren. Etwas über das Normale mag sie gesteigert gewesen sein durch die Zersetzung organischer Materie, an der der Kalk reich war. Andere Fälle lehren, daß eine Bildung von Feldspat unter 100° durchaus noch möglich ist.

Curt Teichert.

Zerndt, J.: Über mikroskopische Zirkone aus den Karpathensandsteinen der Umgegend von Ciekowice. (Bull. Intern. Acad. polon. A. 1924. 219—229.)

Zerndt, J.: Mikroskopische Zirkone als Leitmineralien. (Bull. Acad. Polonaise Sci. Lettres. 1927. 363—377.)

Hallimond, A. F.: The formula of glauconite. (The Amer. Miner. 13. 1928. 589—590.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 271.

J. Takahashi and T. Yagi: Peculiar mud-grains and their relation to the origin of glauconite. (Econ. Geol. 24. 1929. 838—852.)

In den Ästuarien und der Litoralregion des Meeres um die japanischen Inseln herum fanden die Verf. an zahlreichen Stellen Schlammkörnern, die sie als die Exkremente von Schlammfressern auffassen und als Koproliithe bezeichnen. Ihre Untersuchung zeigte, daß alle Übergänge zwischen ihnen und echten Glaukonitkörnern bestehen. Die Zwischenstufen nennen die Verf. „Koproglaukonit“. Die Verf. glauben, daß mindestens ein Teil des fossilen Glaukonits auf diese Weise entstanden sei.

H. Schneiderhöhn.

Machatschki, Felix: Chemische Untersuchung der Devonkalke, Höhlenlehme und einiger Phosphaterden aus der Drachenhöhle bei Mixnitz (Steiermark). (Cbl. Min. etc. 1929. A. 225—238, 272—287.)

G. Linck und E. Köhler: Chemische Untersuchung eines böhmischen Letten. (Chemie der Erde. 4. [1930.] 459—460.)

Die Bauschanalyse des Braunkohlenletten ergab:

SiO ₂	65,48	S	2,07
Al ₂ O ₃	22,11	H ₂ O	5,93
Fe ₂ O ₃	0,83	org. Substanz . .	0,87
CaO	0,89	Summe	100,16
FeO	1,98	Ab für O	
		entspr. 2,07 S . .	0,52
			99,64

Aus der Analyse des nach dem Glühen in Salzsäure löslichen Anteils ergibt sich ein Gehalt an Tonsubstanz von 47,58 %; der isobare Abbau ergibt einen maximalen Kaolingegehalt von 28,64 %, so daß der Gehalt an amorpher Tonsubstanz 18,94 % beträgt.

Calsow.

G. Linck und E. Köhler: Chemische Untersuchung zweier Tone aus der Umgebung von Landsberg a. d. W. (Chemie der Erde. 4. 1929. 287—289.)

Auf Grund der Bauschanalyse, der Auszugsanalysen und des isobaren Abbaus wird eine mineralogische Charakteristik der Tone gegeben.

Bauschanalyse:

	Ton A.	Ton B.
SiO ₂	61,27	62,10
TiO ₂	0,22	0,41
Al ₂ O ₃	9,60	11,40
Fe ₂ O ₃	4,82	3,68
CaO	10,38	8,82
MgO	0,61	0,48
Alkalien	1,75	2,06
H ₂ O	2,62	2,79
CO ₂	8,62	8,39
Summe	99,89	100,13

In folgender Tabelle sind die übrigen Resultate zusammengestellt:

	Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ im HCl-Ausz. a	Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ im Geblüht. b	Fe ₂ O ₃ c	Kaolin aus b - (a + c)	Kaolin aus Abbau	Gesamt- ton aus b	amorph. kol- loid. Ton aus a
Ton A	11,31	13,61	4,82	7,80	6,59	24,21	16,41
Ton B	11,83	14,14	3,68	7,82	6,88	28,42	20,60

Calsow.

H. E. Krauß: Chemische Untersuchungen über rote Triasmergel. (Chemie der Erde. 4. 1929. 188—207.)

Von vier roten Mergeln aus dem Keuper, einem roten Mergel des Röt und einem roten Mergel des Rotliegenden wurden Bauschanalysen und rationelle Analysen (nach HARRASSOWITZ) angefertigt. Aus den Ergebnissen wurde die quantitative Mineralzusammensetzung errechnet, ferner die Zusammensetzung des nicht klastischen Anteils der Mergel. Diese letzteren Werte werden jeweils mit Analysen von Roterden verglichen.

1. Knollenmergel; Degerloch.
2. Knollenmergelähnliche Einlagerung im Stubensandstein; Endersbach.
3. Rote Mergel aus dem mittleren Keuper; Kappelberg bei Fellbach.
4. Gipsmergel; Untertürkheim.
5. Rötmergel; Neuhausen.
6. Mergel aus dem mittl. Rotliegenden; Gaggenau.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	48,80	58,95	36,31	29,06	43,69	59,17
Al ₂ O ₃	16,49	15,40	17,54	18,43	18,64	19,35
Fe ₂ O ₃	8,35	6,46	9,33	10,44	8,79	4,56
CaO	9,48	4,05	14,45	15,14	7,06	4,94
MgO	2,04	3,47	2,70	3,16	5,46	1,31
H ₂ O	3,85	3,73	5,12	6,80	3,76	4,76
CO ₂	9,18	3,99	13,85	6,79	8,06	5,57
SO ₃	—	—	—	9,50	—	—

Aus vorstehenden Bauschanalysen werden folgende Mineralzusammensetzungen berechnet:

1. Allophane 30, Eisenoxyd 8, Carbonate 20, Kaolin 8, sonst. H₂SO₄-lösliche Minerale (Glimmer) 5, Quarz 20, m. Flußs. nicht flücht. Min. (Feldspatrete) 7, Summe 98.
2. Allophane 30, Eisenoxyd 6,5, Carbonate 9, Kaolin 8, sonst. H₂SO₄-lösliche Minerale 1, Quarz 37, unlösliche Silikate 6, Summe 97,5.
3. Allophane 40, Eisenoxyd 9, Carbonate 30, Kaolin 4, Feldspat 15, Quarz 2, Summe 100.
4. Allophane 40, Eisenoxyd 10,5, Gips 20, Kalk 15, H₂SO₄-lösliche Silikate 5, unlösliche Silikate 9, Summe 99,5.
5. Allophan 40, Eisenoxyd 9, Carbonate 18, Kaolin 12, Quarz 16, unlösliche Silikate (Feldspatrete) 4, Summe 99.
6. Allophane 25, Eisenoxyd 4,5, Carbonate 11, Kaolin 14,5, sonst. H₂SO₄-lösliche Minerale 1,5, Quarz 15, Feldspat und unlösliche Silikate 28.

Der Chemismus der Allophane der verschiedenen Mergel ist dargestellt in den folgenden Verhältnissen:

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1.	1	3,39	1,75
2.	1	2,89	2,17
3.	1	2,76	2,04
4.	1	2,7	1
5.	1	2,8	0,99
6.	1	2,9	2,09

Das Verhältnis SiO₂ : Al₂O₃ ist nahezu konstant, wogegen der Wassergehalt starken Schwankungen unterworfen ist. Das Material genügt nicht, um die Frage, ob in den Allophanen Verbindungen oder Gelgemische vorliegen, zu klären.

Die roten Triasmergel sind von rezenten roten Ablagerungen nicht vergleichbar mit Lateriten, wohl aber mit Roterden. Um den Vergleich durchzuführen, wurden die Analysen nach Abzug der Mengen an Carbonaten, Quarz und Feldspat auf 100 berechnet, da diese Substanzen in den rezenten Roterden keine Rolle spielen. Man kommt dabei auf folgende Verhältnisse:

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1.	1	2,9	2,23
2.	1	2,54	2,86
3.	1	2,67	2,95
4.	1	2,67	0,78
5.	1	2,53	2,22
6.	1	2,63	2,29

Zu allen diesen Werten werden durchaus analoge Roterdeanalysen aus der Literatur angegeben, was die Verfasserin dazu führt, in den roten Triasmergeln roterdeartige Verwitterungsprodukte von allitischem Charakter zu sehen, im Gegensatz zu der von HARRASSOWITZ vertretenen Meinung, der den Allophanen siallitischen Charakter zuschreibt.

Während die Gipsmergel ohne wesentliche Mitwirkung von Wasser nicht entstanden sein können, sollen die feldspatreichen übrigen Mergel wesentlich äolische Sedimente darstellen.

Calsow.

K. Dinger: Über die Herkunft des Strontiums in den Schichten des unteren Muschelkalks und des Röt in der Umgebung von Jena. (Chemie der Erde. 4. 1929. 167—177.)

Zur Klärung des im Titel genannten Problems wurden 47 Horizonte des Röt und unteren Muschelkalks qualitativ chemisch und mikroskopisch untersucht. In 42 Proben konnte die Anwesenheit von Sr nachgewiesen werden, in 8 Proben sicher in Sulfatform.

Im HCl-unlöslichen Rückstand fanden sich folgende Mineralien: Gips, Quarz, Feldspäte, Glimmer, Cölestin, Chalcedon, Zirkon, Rutil, Pyrit und Apatit.

Über die Art der Ausscheidung des Sr aus dem Meerwasser konnten neue Angaben nicht gemacht werden. Heute ist der Cölestin angereichert immer in solchen Gliedern der Schichtenfolge, die gipshaltig sind oder waren. Um die chemischen Verhältnisse, die zur Wanderung des einstmals verteilten Strontiumgehalts führten, zu klären, wurden u. a. Löslichkeitsversuche an den Erdalkalisulfaten, -carbonaten und -bicarbonaten in Wasser und Salzlösungen gemacht, ferner wurde die Einwirkung von Strontiumbicarbonat bezw. -chloridlösung auf Gips studiert. Hierbei konnten künstliche Pseudomorphosen von Cölestin nach Gips erzielt werden.

Versuche ergaben, daß Pflanzen (*Cladophora* und *Fontinalis*) imstande sind, in Ermangelung eines anderen Sulfats ihren Schwefelbedarf aus Cölestin zu decken und diesen dabei in Bicarbonat überzuführen. Stickstoffassimilierende Bakterien sind imstande, das sehr schwer lösliche Strontiumcarbonat in relativ leichtlösliches Bicarbonat überzuführen.

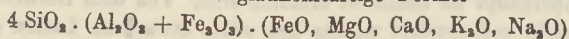
In bezug auf die natürlichen Vorkommen wird geschlossen, daß die Lösung des primär im Gestein vorhandenen kohlen-sauren oder schwefelsauren Strontiums entweder durch Salzlösungen oder Calciumbicarbonatlösungen oder durch Lebensprozesse bewirkt wurde, wobei in den beiden letztgenannten

Fällen die Wanderung als Bicarbonat vor sich ging. Die Wiederausfällung geschah dann wesentlich durch doppelte Umsetzung mit primär vorhandenem Gips, in einzelnen Fällen (bei steigender Konzentration der Lösungen an Calciumsulfat) vielleicht auch durch direkte Ausscheidung aus übersättigter Lösung.

Calsow.

A. Gawel: Über die chemisch-mineralogische Zusammensetzung roter und grüner eocäner Schiefertone der Ostkarpathen. (Bull. Ac. Polonaise des Sc. et Lettr., Classe d. Sc. Math. et Nat., Sér. A. Sc. Math. Cracovie 1928. 523—537.)

Die mitgeteilten Analysen bunter eocäner Schiefertone, Tone und Mergel der Flyschkarpathen zeigen, daß die chemische Zusammensetzung ihrer HCl-löslichen Bestandteile durch die glaukonitartige Formel



ausgedrückt werden kann.

Für die roten Tone wird eisenoxydfreies, tonerdehaltiges Mineral obiger Zusammensetzung neben freiem Eisenoxyd als charakteristisch angesehen, während in den grünen Tonen das Eisenoxyd an ein Silikat gebunden sei.

Die Farbe der grünen Tone wird auf jenen Bestandteil glaukonitähnlicher Beschaffenheit, der roten Tone auf die Anwesenheit des fein pulverigen (hydratisierten) Eisenoxyds bezogen.

Es wird versucht, die Färbungserscheinungen durch Vorgänge terrestrer Verwitterung und der Halmyrolyse zu erklären.

Erich Kaiser.

Silberstein, G.: Chemisch-geologische Wellen. (Cbl. Min etc. 1928. A. 322—324. 1929. A. 206—207.)

Teichert, C.: Über die Möglichkeit der syngenetischen Entstehung einiger Metallsulfide in Kalken durch die konzentrierende Tätigkeit der Organismen. (Cbl. Min. etc. 1930. B. 49—70.)

Pfannenstiel, M.: Spuren von Eiskristallen im oberbadischen Wellenkalk (μu_3). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 61. B. 1929. 433—446.)

Olaf Holtedahl: A „Pipe-Rock“ in the Upper Carboniferous of Bear Island. (Norsk Geol. Tidsskrift. 8. Oslo 1926. 270—280. 2 Fig.)

Das beschriebene Material stammt aus einer 10 m mächtigen Sandsteinbank in dem obercarbonischen Spiriferenkalk des Misery-Berges. In dem massiven quarzitären Sandstein finden sich vertikale oder ein wenig gebogene Röhren vom *Scolithus*-Typus mit Diameter gewöhnlich 5—10 mm, die sich in manchen Fällen anscheinend gegen oben erweitern. Verf. diskutiert die Bildungsweise, er verwirft die Möglichkeit einer Bildung durch aufsteigende Luftblasen und stellt die Wahl zwischen grabenden Tieren und köcherbauenden Würmern vom *Sabellaria*-Typus. Das Vorkommen dieses Sandsteins wird als ein Anzeichen flachen Wassers in dem arktischen „*Productus*-Meer“ angesehen, und Verf. betont die Gleichartigkeit der Ablagerungen über gewaltige Strecken. Verschiedene klimatische Zonen, wie von KÖPPEN und WEGENER angenommen, kommen hier nicht zum Vorschein.

Trygve Strand.

E. B. Branson and W. A. Tarr: Columnar Structures in Limestone Compared with Buttress Structure in Volcanic Agglomerate. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 225. Abstract.)

Kurze Mitteilung über tektonisch bedingte Säulenbildung in Kalken, die im Äußeren an Pfeilerstruktur im vulkanischen Gestein erinnert.

Curt Teichert.

Ch. Schuchert: Unconformities as seen in disconformities and diastems. (Am. Journ. Sci. 18. 1927. 260—262.)

Verf. zieht gewissermaßen eine kleine Bilanz der geologischen Zeiten. Nimmt man das Alter der geologischen Formationen seit Beginn des Cambriums zu 500 Millionen Jahren an, so meint er, daß etwa nur $\frac{1}{3}$ dieses Zeitraumes überhaupt im Sediment erhalten sind. Von dem restlichen Drittel, in dem nicht sedimentiert worden ist, sollen etwa $\frac{2}{3}$ zu Lasten der großen Diskordanzen gehen, $\frac{1}{3}$, also rund 100 Millionen Jahre, kommen auf die „disconformities“ und „diastems“. Unter dem ersteren Ausdruck werden die größeren Lücken verstanden, hervorgerufen durch epirogene Hebungen, die eine Konkordanz der Schichtenfolge vortäuschen. [Wir bezeichnen so etwas wohl auch als „versteckte Diskordanz“ oder ähnlich.] Als „diastems“ werden die zahlreichen kleineren Lücken im Sediment bedingt durch Wellentätigkeit oder Strömungen, bezeichnet. Diese haben ebenfalls eine sehr große Bedeutung für die Unterbrechung und Lückenhaftigkeit der Sedimentation.

[Der Ausdruck „diastems“, der von BARRELL übernommen ist, ist gut und würde es verdienen, auch in die deutsche Literatur einzuziehen. Für diese kleinen Lücken fehlt uns noch durchaus eine passende Bezeichnung. Weder „Schichtfuge“ noch „Ätzfläche“, noch „Korrosionszone“ oder irgendeine andere angewandte Bezeichnung trifft den Sinn richtig. Haben wir dagegen einen neutralen Ausdruck wie „Diastemen“, so kann mit leichterer Verständlichkeit über diese noch umstrittenen Erscheinungen diskutiert werden — ob Ätzfläche, ob Auslaugungszone oder etwas anderes. Dem Ref. scheint, daß die deutsche Literatur über das vom Verf. angeschnittene Thema erheblich älter und reichhaltiger ist, als die amerikanische. Wir finden als Literatur jedoch nur zwei neuere amerikanische Arbeiten angegeben. Ref.]

Curt Teichert.

G. Jemtschujnikoff: Le type de la stratification entrecroisée, comme caractéristique de l'origine des sédiments. (Ann. de l'Inst. des mines à Leningrad. 7. 1926. 35—69.)

Aus dem französischen Auszug (1. Seite): Um die Kreuzschichtung auf eine bestimmte Sedimentationsart zurückzuführen, genügt es nicht, eine der folgenden Eigenschaften zu benutzen, sondern man muß mehrere aufgefunden haben:

I. Der äolische Typus ist charakterisiert durch eine sehr mächtige Serie mit Kreuzschichtung, mit schwacher Neigung der einzelnen Lagen, die ihre konkave Seite gegen den Himmel richten, und durch kleine gerundete und gleich große Quarzkörner.

II. Der Typus periodischen Abflusses charakterisiert sich durch das Abwechseln horizontaler mit stark geneigten Lagen und heterogene Zusammensetzung.

III. Der fluviatile Typus zeigt ziemlich regelmäßig schwache Neigung der einzelnen Lagen und heterogene Zusammensetzung.

IV. Der Delta-Typus ist ähnlich dem des periodischen Abflusses, durch die starke Neigung der einzelnen Lagen und das Abschneiden an der tieferen Grenzfläche, aber unterscheidet sich davon durch den allmählichen Übergang in tieferliegende horizontal gelagerte Bänke.

V. Der marine (Küsten-) Typus ist weniger ausgesprochen, zeigt Kreuzschichtung nur untergeordnet und wechselnde Neigung der einzelnen Schichten. Die Untersuchungen über Kreuzschichtung werden fortgesetzt.

Erich Kaiser.

G. Lundquist (Stockholm): Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. (In: Die Binnengewässer, hrsg. von A. THIENEMANN. 2. 1927. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 124 S. 60 Abb. im Text u. 14 Taf. 3 Tab.) — Vgl. auch kurze Besprechung im CBL. Min. etc. 1930. B. 174—175.

Nirgends hat man die Erforschung der Binnenseeablagerungen so zielbewußt in Angriff genommen und sie auf so breite Grundlage gestellt wie in den nordischen Ländern. Nachdem NAUMANN schon 1921 in seinen sehr lesenswerten „Bodenablagerungen des Süßwassers“ die Aufgaben programmatisch umrissen hat¹, macht uns nun LUNDQUIST in dankenswerter Weise mit den Fortschritten in Methoden und Ergebnissen der schwedischen Seesedimentforschung bekannt.

Die Probeentnahme, mit verbesserten Rohrloten ausgeführt, zielt heute durchweg auf Erlangung geschichteter Proben.

Jede Probe muß mindestens in dreifacher Hinsicht analysiert werden: in bezug auf Alter, Struktur und biologischen Inhalt. Die chemische Analyse wird gefordert, aber noch nicht durchgeführt. Alle Analysen sind rein quantitativ, um Vergleichsmöglichkeiten zu gewährleisten.

Die wichtigste Altersbestimmungsmethode ist die Pollenanalyse, deren Anwendung eingehend erläutert wird. Direkte Altersbestimmung auf Grund von Kulturfunden oder durch Auswertung von Jahresschichtung ist in den seltensten Fällen möglich.

Die Strukturanalyse geht darauf aus, in Proben von konstanten Volumen das Volumprozent darin enthaltener Bestandteile verschiedener Art festzustellen. Als Bestandteile werden die bis jetzt auch schon, aber

¹ Eine neuere zusammenfassende Darstellung ist von demselben Verf. soeben erschienen: E. NAUMANN, Einführung in die Bodenkunde der Seen. (In: Die Binnengewässer, herausgegeben von A. THIENEMANN. 9. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1930. 126 S., 28 Abb. im Text, 7 Taf. Preis brosch. RM. 16.—, geb. RM. 17.50.) Besprechung erfolgt in Kürze im CBL. Min. etc. 1930. B.

fast nur qualitativ zur Charakteristik von Sedimenten benützt genommen; um die wichtigsten zu nennen: Grobdetritus, Feindetritus, Dy; Mikrofossilien (in Summe oder auf Gruppen verteilt); „Sand und Lehm“, Ton, Kalkschlamm, Pyrit, Eisenoxydhydrat u. a. Die sich förmlich aufdrängenden Fehlerquellen werden diskutiert. Die Rubrik „Sand und Lehm“ gefällt LUNDQUIST selbst am allerwenigsten. Erkennung und Abgrenzung gewisser Elemente bereiten aber im Mikroskop bekanntlich Schwierigkeiten, die nicht ganz überwunden zu haben dem Verf. niemand zum Vorwurf machen wird. Darf doch nicht übersehen werden, daß Schlämmungsmethoden bei den winzigen Materialmengen nicht angewandt werden können. Mit Recht weist LUNDQUIST auch darauf hin, daß angestrebt werden muß, die Methoden möglichst wenig zeitraubend zu gestalten. Sind doch in jedem See Tausende von Analysen nötig und ebensoviel Diagramme anzufertigen.

Die Mikrofossilanalyse ergänzt die Pollenanalyse, hat aber auch für sich zum Studium ökologischer Verhältnisse und Veränderungen selbständige Bedeutung. Wie bei den anderen Analysen wird jede Probe in Vertikalabständen von 10—20 cm untersucht. Festgestellt wird hier die Häufigkeit jeder vorkommenden Form, durch die Zahl der Individuen pro Volumeneinheit (1 cmm) des frischen Materiales ausgedrückt.

Die chemische Charakteristik der Sedimente ist quantitativ auch bei den Schweden kaum versucht und LUNDQUIST ist sich dieses Mangels bewußt. Es wäre zu wünschen, daß es ihm bald gelingt, auch in dieser Hinsicht das Gesamtbild der Sedimentarten abzurunden und gewisse von ihm mehr qualitativ erkannte Beziehungen, wie etwa die zwischen Mikrofossilienarten und Chemismus, sowie die Tatsachen der chemischen Schichtung und Zonierung wenigstens durch Stichproben zu belegen. Besonders vermißt man nähere Angaben chemischer Natur bei gewissen indifferenten Ablagerungen, wie z. B. den Feindetritusgyttjaen, aber auch bei den Algengyttjaen u. a.

Von den Ergebnissen der methodischen Sedimentdurchforschung sei nur eine Auswahl von allgemeinem Interesse herausgestellt.

Auf Grund der Pollen- und Mikrofossilanalysen ist eine zeitliche Gliederung der jungquartären Seeablagerungen (in jedem ausgestochenen Profil) möglich, gleichgültig, ob eine strukturell kenntliche Schichtung vorhanden ist oder nicht. LUNDQUIST kann vier Zeitabschnitte (Zeitzone I—IV) wiedererkennen. Als Zeitgrenzen dienen ihm die Höchststände der *Ancylus*- und *Litorina*-Zeit und der Beginn der subatlantischen Klimaverschlechterung. Seine Zeitzone I umfaßt somit die subarktische und altboreale, seine Zone II die jungboreale und den Beginn der atlantischen, die Zone III den Hauptabschnitt der atlantischen und die subboreale Zeit. Die jüngste Zeitzone IV deckt sich ganz mit dem subatlantischen Zeitabschnitt.

Außer der durch den biologischen Inhalt nachweisbaren Schichtung ist in manchen Seen auch eine strukturell und chemisch ausgeprägte Schichtung vorhanden, die sich mit der Zeitschichtung nicht zu decken braucht.

Solche äußerlich schon erkennbare Schichtung ist vor allem den Seen mit Kalkumgebung eigen. Beispielsweise folgen sich im extremen Fall,

der allerdings nur selten und immer nur örtlich im See verwirklicht ist, von unten nach oben: Seekreide, Algengyttja (noch durch mikroskopischen Kalk gekennzeichnet), Feindetritusgyttja und schließlich Grobdetritusgyttja, letztere günstigenfalls mit sichtbaren Eisenausscheidungen.

Vergleichende Untersuchungen haben ergeben, daß im großen und ganzen die Kalkablagerungen der Zeitzone I, die folgenden Algengyttjaen der Zeit II angehören. Die Eisenausscheidungen sind für die subatlantische Zeit (IV) charakteristisch, allerdings nicht immer makroskopisch erkennbar (See-Erz, Eisenocker).

Den Urgebirgsseen ist der Mangel äußerlich sichtbarer Schichtung eigen. Hier wird eine solche nur günstigenfalls in den subatlantischen Eisenoekern oder Erzlagerern erkennbar.

Die Kalkseeschichtung zeigt deutlich die Tendenz: unten kalkreich (eisenarm), oben kalkarm (eisenreich), eine Erscheinung, die als Folge fortschreitender Auslaugung erklärt wird.

Ist schon in den seit Schwinden des Eises bestehenden Seen ein eigentliches Eisenstadium nicht immer erreicht, so ist das noch weniger der Fall in Seen, die geologisch jünger sind, wie z. B. in Uppland. Hier ist nach der anscheinend nicht allgemein geteilten Auffassung LUNDQUIST's die Auslaugung noch nicht weit genug fortgeschritten; die Sedimentation befindet sich im Stadium der Kalkgyttjaen und Algengyttjaen, das in den älteren Seen mit Beginn der Zeitzone III überwunden ist.

Daß äußere (strukturelle und chemische) Schichtung und biologische Schichtung nicht immer zusammenfallen, wurde vielfach nachgewiesen. In manchen Seen hat die Kalkausscheidung schon vor Ende der I. Zeitperiode aufgehört, in anderen noch in die Zeitzone II hinein fortgedauert; auch im gleichen See kommt das vor. Die Algengyttjabildung hat entsprechend schon früher oder später eingesetzt und möglicherweise schon vor Ende der Zeitzone II ihr Ende erreicht. Die Zeitgrenzen fallen jeweils mitten in das Kalksediment (Grenze I—II) bzw. mitten in die jüngere Feindetritusgyttja (Grenze II—III). Solche Feststellungen sind nur mit den besonderen Methoden der Mikrofossil- und Pollenanalyse möglich.

Nur auf demselben Wege war der Nachweis zu erbringen, daß die Bodenerlager der Seeablagerungen durchaus nicht immer die älteste Zeitperiode I vertreten. Manchmal, wie auf Gotland, fehlen sogar die Sedimente der Zeit I und II, wieder anderwärts läßt sich zwischen den Ablagerungen der Zeit zonen I und III eine Sedimentationslücke nachweisen, die den ganzen über 1000jährigen Zeitraum der Periode II umfaßt. Die möglichen Ursachen (Strömungen) werden besprochen.

Besonders verwickelt sind die Schichtungsverhältnisse in Ufernähe. Schichtungslücken sind allgemein. In manchen Seen fehlen die älteren Sedimente, während die jüngsten wohl entwickelt sind. In anderen treten die älteren Schichten an die Oberfläche, während die jüngeren völlig fehlen und erst in größerer Tiefe und Uferferne einsetzen. Hier zeigt sich der Einfluß von Seespiegelschwankungen und anderer dynamischer Faktoren, deren Anteil in jedem Fall klarzulegen das Ziel der Untersuchungen ist.

Ganz allgemein wird es in Zukunft möglich sein, Wasserstandschwankungen ihrem Sinn und ihrer Größe nach durch genaue Feststellung des Auskeilens verschiedenartiger Schichtfolgen direkt aus den Profilen abzulesen. Die Profile der schwedischen Seen zeigen mit wenig Ausnahmen zum mindesten eine Seespiegelsenkung von 1—2 m, die vom Ende der Zeitzone I bis zum Beginn der subatlantischen Zeit (IV) gedauert hat.

Auf mannigfache andere Einflüsse dynamischer oder biologischer Natur, die in die Sedimentation fördernd, verzögernd, hindernd eingreifen, kann nicht eingegangen werden. Nur noch auf die Erscheinung der Umlagerung sei hingewiesen.

Im Gegensatz zur Umsedimentation, die die Verlagerung unverfestigter Schlamm- und loser, kalkinkrustierter Aufwuchsmassen von Diatomeen, Myxophyceen usw. darstellt, versteht man unter Umlagerung eine Reihe von Vorgängen, die das „konsolidierte“ Sediment betreffen. Sie wird bewirkt durch „Sedimenttransporteure“ (Tubificiden) oder „Sedimentdestruktoren“ (Chironomiden, Mollusken, Bakterien). Auch chemische Vorgänge wirken umlagernd, indem bei Einleitung des Oxydationsprozesses in Reduktionsböden winzige Bodenpartikelchen abgelöst werden, die in die Höhe steigen und neu sedimentieren. Zur Umlagerung wird auch das Aufschwimmen gezählt, das insbesondere kalkinkrustierte Algensedimente erleiden. LUNDQUIST hat die Zerstörung und Umlagerung von über 50 cm starken derartigen Ablagerungen beobachtet. Abgesehen vom Aufschwimmen, das somit zur Entstehung von Sedimentlücken führen kann, sollen die Umlagerungsvorgänge, wie durch Tausende von Pollenanalysen erwiesen ist, an der Sedimentfolge nicht viel ändern, da die Vorgänge immer in einer gleich starken Oberflächenebene vor sich gehen. Aber Struktureigentümlichkeiten werden zerstört. So fehlt den Seen in der Regel die sog. Jahresschichtung infolge der Tätigkeit der Bodenfauna. Diese erstmals wohl durch NIPKOW aus dem Züricher See weiteren Kreisen der Geologen bekannt gewordene Schichtung ist von LUNDQUIST und STALBERG wohl auch in schwedischen Seen nachgewiesen worden, ist aber selten und scheint ganz auf sehr nährstoffreiche (eutrophe) Seen und hier nur auf bestimmte Zonen beschränkt.

Es würde zu weit führen, hier zu zeigen, wie sehr oder wie wenig das komplizierte Ineinandergreifen verschiedenster Bildungsbedingungen, insbesondere die Wechselwirkung von dynamischen und ökologischen Faktoren geklärt ist. Schöne Anfänge, die Abhängigkeiten von der geologischen Umgebung, der Seengröße, der morphologischen Gliederung, der Windrichtung, Strömung, Vegetation zu erkennen, sind gemacht. Manche dieser Beziehungen sind ja inzwischen auch von anderer Seite in Seen, wo die Verhältnisse günstiger liegen, wesentlich gefördert worden, was beim Studium der LUNDQUIST'schen Arbeit, die sich wesentlich nur mit den schwedischen Seen beschäftigt, nicht übersehen werden sollte.

Das Werkchen, reichlich mit Mikrophotographien, Abbildungen, Diagrammen, Schichtprofilen und Übersichtstabellen, sowie einem Literaturverzeichnis ausgestattet, macht den Geologen jedenfalls mit dem hohen Stand der Sedimentforschung in Schweden in knapper Weise bekannt und ist berufen, in methodischer Hinsicht befruchtend zu wirken. **Fritz Heim.**

R. C. Emmons: Notes on the precipitation of calcium-carbonate. (Journ. of Geol. 36. 1928. 735—744.)

Der Grundgedanke zu den Untersuchungen des Verf.'s ist, die Vielgestaltigkeit der Calcitkristalle als Indikator für die Umgebung auszunutzen. Er hat eine Reihe von Versuchen begonnen, von denen die ersten beschrieben werden. Sie sollen zunächst folgende Punkte klären:

1. die Wirkung eines verringerten atmosphärischen Druckes auf eine Calcium-Bicarbonatlösung,
2. den Einfluß einer bewegten Lösung auf den Absatz des CaCO_3 ,
3. die Wirkung einer kräftigen Durchlüftung der Lösung,
4. den Einfluß von Temperaturunterschieden, die Übersättigung hervorzurufen.

Die Ergebnisse dieser ersten Versuche bringen eigentlich nur Altbekanntes, denn man weiß schon lange, daß Entlüftung dem gelösten Bicarbonat Kohlendioxyd entzieht und CaCO_3 zum Absatz bringt (Kalktuffe an Wasserfällen) und daß Bewegung die gleiche Wirkung haben kann (desgl. in strömenden Bächen). Im gleichen Sinne aber nur sehr schwach wirkt auch die Druckherabsetzung. In ruhigem Wasser scheint sich der Kalk als feines Pulver abzusetzen, dagegen im strömenden Wasser in größeren Kristallen. Schließlich ergab ein Versuch, daß in einer zirkulierenden übersättigten Lösung in den gekühlten Teilen des Systems sich kleine Kristalle absetzten, die ohne Rücksicht auf eingebrachte Kristallisationskerne wuchsen. Die Versuche werden fortgesetzt.

Pratje.

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

Im Ontario- und Huron-See und in einer Reihe kleinerer Seen sind Temperaturmessungen gemacht worden und dabei wurde festgestellt, daß in den großen Seen im Sommer eine viel mächtigere Schicht warmen Oberflächenwassers durch Wellenwirkung und randliches Aufsteigen von Tiefenwasser vorhanden ist als bei kleinen Seen, deren Oberschicht aber sehr viel wärmer wird. Die Wärmeschichtung fehlt ganz bei Seen in größerer Höhenlage im Gebirge. Da nur bei hohen Temperaturen eine Kalksättigung des Oberflächenwassers erreicht wird, so haben nur die tiefgelegenen kleinen Seen Kalkschlammabsätze, in den großen Seen fehlen sie, ebenso in den hoch gelegenen, d. h. in Höhen über etwa 1500 m. Ebenso liegt zwischen 55 und 60° N in Amerika die Grenzzone, bis zu der überhaupt noch kalkige Sedimente vorkommen, und das entspricht ungefähr der Waldgrenze. Verf. betont dann noch, nicht mit Recht, daß die Region des aktiven Absatzes von marinen Kalken bei 35° N aufhöre.

Pratje.

Erich Wasmund: Seebälle als Scheingerölle. Hydrogeologische Bodenseeforschung. II. (Die Naturwissenschaften. 39. 1929. 758—766.)

Nach einer historisch-literarischen Einleitung gibt Verf. eine Beschreibung der von ihm am Bodensee gefundenen Seebälle und führt von jedem Größe, Gewicht, Farbe, Form, Bestandteile, Bauart, Verfestigung, Fundort, Bildungs-ort und Bildungsart an. Es sind fünf verschiedene, je einer aus Haaren, Nadeln, Armleuchteralgen, Schilfresten und Schwemmtorf, wobei das Gewicht mit Ausnahme des letzteren zwischen 4 und 8 g lag. Bei der Entstehung ist zunächst eine Verfestigung im Gesamtverbande erforderlich. Im Herbst bilden sich wulstige Kränze am Ufer meist einheitlicher Zusammensetzung. Aus diesen reißen sich Stücke los und bilden die Seebälle, die demnach nach Ansicht des Verf.'s im Gegensatz zu anderen Autoren Scheingerölle sind. Als analoge Fälle werden die minerogenen Scheingerölle, die Magensteine der Wiederkäuer, die Gewölle der Vögel usw. angesehen. Die Seebälle teilen nach Auffassung des Verf.'s mit den anorganischen Scheingeröll die Eigenschaft, daß sie im eigenen Sediment entstanden sind. Ref. hält dies nur für eine mögliche, aber nicht notwendige Eigenschaft, denn die losgerissenen Teile können auch außerhalb der Strandgirlande zur Abrollung kommen. Außerdem scheint dem Referenten der Ausdruck Scheingeröll irreführend zu sein, denn es handelt sich hier doch um Körper, die tatsächlich abgerollt worden sind und nicht nur die Form eines Gerölles vortäuschen. — Zum Schluß beschreibt Verf. noch einige Funde aus anderen Gegenden.

Pratje.

H. Schütte: Über Sedimentbildung an der Küste des nord-deutschen Wattenmeeres. (Senckenbergiana. 11. 1929. 345—352. Senckenberg am Meer 30.)

Verf. setzt sich zunächst mit einer im Jahre 1928 erschienenen Arbeit von KUMM auseinander (Ref. in dies. Jb. 1928. II. 338). Zunächst tritt er der Erklärung für die bekannte Faziesfolge im Watt: „gröberes Material erst weiter draußen“ durch ungleiche Geschwindigkeiten des Ebbe- und Flutstromes entgegen. Diese sind annähernd gleich, doch die höchste Flut, welche die küstennahen Teile des Watts unter Wasser setzt, ist sehr viel langsamer und hat nur noch geringe Transportfähigkeit. Die Mineralwanderung hat demnach eine landwärts gerichtete Tendenz, die nur durch die Küstensenkung keinen größeren Landzuwachs zeitigt. Bei der stratigraphischen Deutung der Aufschlüsse zeigt Verf., daß die „Bänkchen“ KUMM's „Schichten“ sind, die in einer Sturmflut entstehen können, und daß die Vegetation nach einer Übersandung nicht abstirbt. Weiter wird Kritik an dem angenommenen Ausmaß der Küstensenkung geübt, weil die Zeitdauer des untersuchten Schichtenkomplexes zu groß angenommen wird, und auch an den Betrachtungen über Grundwasser und Kalkgehalt. Verf. kommt dann ganz allgemein auf die Entstehung der Wüherde zu sprechen, die meist in der Marschliteratur fälschlich durch eingewanderten Kalk erklärt wird, während ihr Kalkgehalt tatsächlich ein ursprünglicher ist. Die Altersbestimmung der Marsch nach dem abnehmenden Kalkgehalt kann nur dort angewendet werden, wo die ganze Schichtenfolge aus dem kalkreichen Watt aufgewachsen ist, sie versagt in dem seit der Wurtenzeit vom Menschen besiedelten Gebiet und in

dem überschlickten Flachmoor. Erst die Bodenschwankungen ermöglichen das richtige Verständnis der Kalkwanderungen und der Altersdeutung oberflächlicher Schichten. Sie bestehen in einer Küstenhebung kurz vor Beginn unserer Zeitrechnung und in einer Küstensenkung etwa seit der Völkerwanderung.

Pratje.

Albert Schwarz: Schlickfall und Gezeitenschichtung. (Senckenberg am Meer 25. Senckenbergiana. 11. 1929 152—155.)

Als Antwort auf eine im Jahre 1922 erschienene amerikanische Arbeit von JOHNSTON wird hier auszugsweise ein Gutachten wiedergegeben, das nochmals den Schlickfall betont, der nur durch die Gezeiten bedingt ist, und das für große Gebiete unserer Watten die Mitwirkung der Elektrolyte im Seewasser ablehnt. Auch die bekannte Schichtung im Watt ist reine Gezeitenwirkung.

Pratje.

K. von der Dunk: Perlschnüre und Knopfreihen als Oberflächenformen eines Sandstrandes unter der Einwirkung des Windes. (Senckenberg am Meer 21. Natur und Museum. 59. 1929. 197—199.)

Verf. beschreibt knopfförmige Gebilde in Reihen vom Sandstrande der Lübecker Bucht, die wohl aus einer versteckten Rippelung hervorgegangen sind, indem die stärker durchfeuchteten Täler der Wellenfurchen dem Winde mehr Widerstand leisteten als die trockeneren Berge und so eine Umkehrung des Reliefs verursachten. Es ist aber auch möglich, daß einfach die versteckte Rippelung wieder zum Vorschein kommt und möglicherweise eine zweite im Winkel dazu verlaufende Furchung die Knöpfe bedingt. Es ist nur die Erscheinung beobachtet, aber nicht ihre Entstehung.

Pratje.

K. Lüders: Entstehung und Aufbau von Großrücken mit Schillbedeckung in Flut- bzw. Ebбетrichtern der Außenjade. (I. Beitrag zur Ablagerung mariner Mollusken in der Flachsee von K. LÜDERS und F. TRUSHEIM). (Senckenberg am Meer 24. Senckenbergiana. 11. 1929 123—142.)

An der Südküste der Deutschen Bucht ist eine ostwärts gerichtete Sandwanderung durch den Küstenstrom vorhanden, die der schwächere seewärts verlaufende Ebbestrom nicht ausgleichen kann. Die Ebbe- und Flutströme überschneiden sich in einem spitzen Winkel und lassen die Sandmassen über sich schneiden und so in einem spitzen Winkel zusammenfließen. Dazwischen bildet der Strom tiefe Rinnen, in denen sich Querrücken, die Großrücken mit Schillbedeckung ausbilden. Die Vermessung der Rücken mittels Schleplot wird beschrieben und zwei Kärtchen mit genauen Tiefenlinien werden gegeben. Die beschriebenen Rücken zeigen eine gewisse Symmetrie in der Entfernung voneinander wie auch in der Höhe, sie haben Abstände von 150—250 m und wachsen bis auf 7 m unter Niedrigwasser auf, wobei die Höhenunterschiede gegenüber den Talsohlen bis zu 9 m betragen können. Der Querschnitt der Rücken ist dort, wo Ebbe- und Flutstrom annähernd gleich stark sind, symmetrisch, unten besteht der Wall aus feinem Sand mit wenig Schill und wenig grobem

Sand, in der Mitte nimmt der feine Sand ab und oben hat der Schill Oberhand. Zur Erforschung dieser Gebilde wurden Versuche im hydraulischen Gerinne der Wasserbau-Versuchsanstalt der Marinewerft Wilhelmshaven ausgeführt. Bei einer Stromgeschwindigkeit von 25—30 cm/sec wurden die feinen Sandteile in Bewegung gesetzt, bei 40 cm/sec größerer Sand und kleinere Muschelschalen, bei 60—65 cm/sec wanderte auch der Schill. In der Natur wurde eine Stromgeschwindigkeitsabnahme von den obersten Wasserschichten bis zum Boden von 1,53 m/sec bis auf 70 cm/sec beobachtet bezw. aus Beobachtungen erschlossen. Die Rücken wachsen also in größere Stromgeschwindigkeiten hinein und müssen daher in ihren höheren Teilen größer werden. Ein künstlicher Rücken hatte nach einstündiger Versuchsdauer bereits seine konstante Abtragungshöhe erhalten und bestand nach dreistündigem Versuch, als kein Material mehr bei der Versuchsgeschwindigkeit wanderte, in seinem oberen Teil nur aus dem durch Fortführen des feinen Materials angereicherten Schill. Diese Versuche sind sehr dankenswert, da sie unsere durch Überlegung gewonnenen Anschauungen bestätigen können.

Pratje.

Chr. Brookmann: Das Brackwasser der Flußmündungen als Heimat und Vernichter des Lebens. (Senckenberg am Meer 29. Natur und Museum. 59. 1929. 401—414.)

Von dem Begriff Brackwasser im allgemeinen als schwach salziges Wasser ist das Brackwasser der Flußmündungen dadurch wesentlich verschieden, daß hier der Salzgehalt stark wechselt, entsprechend den Gezeiten. Ein eigentliches Brackwasserplankton gibt es nicht, wenn auch einige Meeresformen hier eine kräftige Entwicklung erfahren. Die Untersuchungen erstrecken sich hauptsächlich auf die Diatomeen. Süßwasserformen spielen im Brackwasser fast gar keine Rolle und zarte Hochseeformen können die Verminderung des Salzgehaltes nicht vertragen, dagegen sind die küstennahen dickschaligen Formen ziemlich unempfindlich. Erstaunlich ist es, daß in Elbe, Weser und Ems oberhalb der Gebiete, wo noch Salz nachzuweisen ist, einzelne marine Formen reichlich vorkommen, so *Coscinodiscus Normanni*. Solche Tatsachen können große geologische Bedeutung gewinnen, zumal diese Formen bis Bremen, also 65 km oberhalb der Mündung, vorkommen. Der starke Schlickfall an geschützten Stellen des Brackwassergebiets ist nicht durch überreiches Planktonsterben, sondern durch den von der Flutwelle aufgewirbelten und mitgeführten Wattschlick zu erklären.

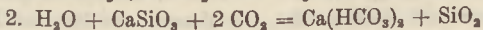
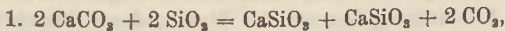
Pratje.

Albert Schwarz: Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäuregesteinen nicht klastischen Ursprungs. (Senckenberg am Meer 26. Senckenbergiana. 11. 1929. 159—192.)

Nach einer kurzen Zusammenfassung seiner früheren Arbeit über die Lydite, die aus dicht gepackten Radiolarienskeletten bestehen, bespricht Verf. die Feuer- und Hornsteine. Sie spielen im Gegensatz zu den Lyditen im Muttergestein eine untergeordnete Rolle und besitzen keine Selbständigkeit.

Sie wurden auf Stevns Klint auf der Insel Seeland im Anstehenden studiert. Fast alle Feuersteine hatten einen mit Sediment angefüllten Hohlraum und sehen wie ein ästig verzweigtes Röhrensystem aus. Verf. deutet sie, trotzdem ihm entsprechende Formen nicht bekannt sind, als Kieselschwämme und entsprechend die Feuersteinlagen als Schwammrassen, die dann später eingekieselt und verkieselt sind. Dieser Vorgang hat über dem Grundwasserhorizont stattgefunden, da die Kieselsäure von oben nach unten gewandert ist. Die Kieselsäure stammt aus Schwammnadeln, die Verf. optisch erfassen konnte und in Abbildungen zeigt. Nicht erfassen konnte er jedoch die Nadeln der Schwämme, die den Feuersteinen die Form gegeben haben sollen, und das ist in Verbindung mit der Tatsache, daß auch entsprechende Kieselschwammformen nicht bekannt sind, der schwache Punkt der Untersuchungen. Verf. führt es auf arteigene Verschiedenheiten bei den verschiedenen Schwämmen zurück. Erklärt wird aber nach Ansicht des Ref. dennoch nicht die große horizontale Verbreitung der Feuersteine in der Kreide und vor allem nicht die Wiederkehr in regelmäßigem Rhythmus übereinander. Wenn sich hier jeweils wieder Rasen gebildet haben sollten durch entsprechend günstige Lebensbedingungen, müßte wohl auch die übrige Fauna sich innerhalb der Rasenzonen besonders ausgebildet haben. Hierüber scheinen keine Untersuchungen angestellt worden zu sein.

Den zweiten Teil der Arbeit bildet eine Auseinandersetzung mit den WINKLER'schen Erklärungen alpiner Hornsteine, der sie unter Heranziehung der RAUFF'schen Formel:



deuten will. Verf. lehnt diese Deutung ab, weil im kalkigen Sediment keine freie Kohlensäure wandern kann. Er kommt zu dem Ergebnis, daß zwischen den Feuersteinen der nordischen Kreide und den Hornsteinen des alpinen Mesozoicums kein grundsätzlicher Unterschied besteht. **Pratje.**

Lees, G. M.: The Chert Beds of Palestine. (Proc. Geol. Assoc. 39. 1928. 445.)

H. C. Sargent: Further Studies in Chert I. (Geol. Mag. 66. 399—412. 1929. Mit 2 Taf.)

Bezüglich der „Cherts“ (unreine, oft kalkhaltige und durch kohlige Substanzen gefärbte Hornsteine) kann allgemein folgendes als festgestellt gelten:

1. Sie sind gleichzeitig oder nach den begleitenden Gesteinen gebildet.
2. Sie sind wesentlich anorganischen Ursprungs.
3. Sie stellen im allgemeinen keine metasomatischen Bildungen dar.

Bei den Cherts in Kalksteinen wurde die Kieselsäure wohl gleichzeitig mit dem Calciumcarbonat als Gel niedergeschlagen. Dabei konnte es auch vorkommen, daß Organismen mit Silikatgerüsten (Spongien usw.) mit eingebettet wurden.

Eine eingehende Untersuchung der Yoredale Cherts von Nord-Yorkshire bestätigte diese Feststellungen.

Bei New Bridge in Derbyshire bildet Chert ein ziemlich mächtiges Lager in Verbindung mit einem Lavastrom. Er ist stark eisenhaltig und füllt Klüfte in Olivin-Dolerit aus. Er besteht aus einem Hämatitgerüste mit kleinen Quarzkörnchen und mikrokristalliner SiO_2 als Füllung desselben. Ein ähnliches Vorkommen von Chert ist vom Conway Mountain (Nord-Wales) bekannt. Dort füllt schwarzer Chert die Klüfte in brecciösem Rhyolith. Derartige Cherts sind zweifellos magmatischen Ursprungs.

In einigen Bleigruben von Derbyshire wurden Chertadern in Carbonkalken beobachtet, die ihre Entstehung wahrscheinlich aufsteigenden Lösungen von liegenden magmatischen Komplexen verdanken. Derartige Chertadern enthalten oft etwas Flußpat, Baryt und Bleiglanz. Hier beobachtet man häufig auch eine ziemlich beträchtliche Verdrängung von Kalkstein durch die SiO_2 -Lösungen. Man kann dies an den im Chert eingeschlossenen Resten von Calcit und Kalkstein erkennen. Die Adercherts bestehen aus mikrokristallinem Chalcedon und Quarz.

F. Machatschki.

O. von Linstow: Beitrag zur Entstehung und Verbreitung des Feuersteins. (Zs. Geschiebeforsch. 5. 1929. 145—168.)

Da Feuersteine und Hornsteine durch alle Übergänge miteinander verbunden sind, werden sie zusammen behandelt und ihre wichtigsten Vorkommen zusammengestellt. Es brauchen nur wenige Formationen ausgelassen zu werden, denn Verf. hat Literaturangaben für das Huron, das Präcambrium, für Silur, Devon, Carbon und Rotliegendes, im Mesozoicum für das Röt, den Muschelkalk, Keuper, Lias, Dogger und Malm, für Gault, Neocom, Cenoman, Turon, Senon und Danien, im Tertiär für Paleocän, Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän und schließlich noch für das Diluvium, das Alluvium und für Eruptiva gefunden. Die Feuersteine finden sich überwiegend in Meeresablagerungen, und da neben den seltenen Vorkommen in den Eruptivgesteinen auch die sekundären Feuersteine in Spalten weniger häufig auftreten, wird nur die syngenetische Entstehungsart im Sediment näher besprochen. Es wird darauf hingewiesen, daß mit dem Ausgang der Kreide die Bildung von primärem Feuerstein wie abgeschnitten aufhört. Nach einer kurzen Übersicht über die wichtigsten Theorien zur Feuersteinentstehung weist Verf. darauf hin, daß Organismen imstande sind, gewisse Stoffe selektiv anzureichern, wobei er sich nicht auf die Kieselsäure beschränkt, sondern auch Beispiele vom Kalkgehalt seiner bodenanzeigenden Pflanzen, ferner vom Gehalt an Mangan, Jod, Strontium, Schwerspat und anderem in Organismen anführt. Die Feuersteine und Hornsteine sind auf Kieselschwämme und außerdem auf Radiolarien und Diatomeen zurückzuführen. Das Zurücktreten oder Fehlen dieser Organismen bedeutet Feuersteinfreiheit des sonst gleichen Sedimentes. „Die fortgesetzte Wechsellagerung von Kreideschichten mit Feuersteinbänken dürfte aber wohl ungezwungen analog der Bildung unserer Kohlenflöze durch ein periodisches Einsinken des Bodens zu erklären sein.“ Ob dies so völlig ungezwungen ist, erscheint dem Ref. zweifelhaft.

Im Rahmen der Geschiebezeitschrift wird zum Schluß noch darauf hingewiesen, daß die Anschauung, der Feuerstein weise auf nordische Herkunft hin, nicht unbedingt richtig ist, da er auch einheimischen Ursprungs sein kann. Ein Schriftenverzeichnis von 103 Nummern ergänzt diese dankenswerte Zusammenstellung.

Pratje.

W. Hoppe: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. II. Petrographie. 2. Die Gemengteile des Buntsandsteins und die Gesteine der einzelnen Buntsandsteinstufen. (3 Taf. u. 3 Abb. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Geol. Landesanst. zu Darmstadt. V. Folge. 10. H. 1927. [Festband KLEMM].)

Wie es der Untertitel aussagt, zerfallen die Ausführungen HOPPE's in zwei Hauptteile, nämlich die Besprechung derjenigen Gemengteile, die in allen Buntsandsteinstufen vorkommen, und die Beschreibung der Haupttypen der verschiedenen Buntsandsteinstufen.

Binokulare Betrachtung und mikroskopische Untersuchung liegen der Arbeit zugrunde; sie werden von einigen Analysen ergänzt. Das Binokular gibt einen Überblick über die räumliche Anordnung der Gemengteile, Bleichungserscheinungen, Partien der Erzinfiltation, Anhäufungen der ferritischen Masse, Erkennen der Schichtungsart und der Lager. Die mikroskopische Untersuchung wird stets in der Reihenfolge ausgeführt, daß nacheinander die folgenden Merkmale erörtert werden: Einzelheiten über Schichtung und Lagerausbildung, Form und Größe der Gemengteile, Verhältnis der Hauptgemengteile zueinander, Strukturen und Verbandsverhältnisse, Einzelbeschreibung der Gemengteile, sekundäre Erscheinungen.

An dieser Stelle ist es natürlich nicht möglich, die beschreibenden Ausführungen der einzelnen Sandsteinstufen wiederzugeben. Eine vergleichende Zusammenstellung aller Stufen nebeneinander wird nicht gegeben, es werden nur einzelne Gesichtspunkte tabellarisch durch alle Stufen verfolgt und bei der Besprechung der einzelnen Stufen auf die Abweichungen in diesen hingewiesen.

Unter den primären Gemengteilen Quarz, Feldspat, Glimmer, Augit, Hornblende (soweit vorhanden), Zirkon, Turmalin und Rutil wird der Verwitterung des Feldspates besonders Rechnung getragen. Die basischen Feldspäte verwittern zuerst und waren bereits vor der Ablagerung des Buntsandsteins zerfallen. Die Feldspäte sind die Lieferanten der ferritischen Massen, deren Auftreten von dem Zersetzungsgrad der Feldspäte abhängt. Als Neubildungen werden heller Glimmer, Kaolin und Tonsubstanzen genannt.

Das Verhältnis Quarz zu Feldspat wird abgeschätzt und für alle Stufen mitgeteilt; es schwankt zwischen (4—8) und mehr zu 1 beim sm_3 , [sehr wechselnd (2—8) : 1 beim su_1] und ∞ zu 1 (d. h. nur Quarz) beim sm_5 . Glimmer fehlt im sm_5 , fast stets und kommt im Plattensandstein sehr viel vor.

Eine Nebeneinanderstellung nach Form und Größe zeigt, daß der sm_5 mit einem Durchschnitt von 0,4—1,0 mm und darüber an der Spitze steht, während der su_1 mit 0,03—0,1 mm die kleinste durchschnittliche Korngröße aufweist. Zur Kennzeichnung der Form der Gemengteile waren 6 Formen-

gruppen nach ihrer Beanspruchung und Abrollung unterschieden. Die Gruppe I umfaßt die Teilchen mit vollständiger Abrollung, während die Gruppe VI die nicht beanspruchten einschließt. Die Stufen su_1 und su_2 enthalten die am wenigsten abgerollten Bestandteile, während die höchsten Stufen des mittleren Buntsandsteins das durch den Transport am meisten in Anspruch genommene Material aufweisen.

Sehr wesentlich für die Kenntnis und Charakterisierung der einzelnen Buntsandsteinstufen ist auch noch die Packung der Gemengteile, die von der Form und Größe der Komponenten und der Transportkraft des absetzenden Mittels abhängt. Die Packung kann weit sein, dann liegt zwischen den einzelnen Teilchen ein Bindemittel als Hülle, Stützfülle oder Basalzement, oder aber die Teilchen liegen eng aneinander und das Bindemittel fehlt. Es besteht ein Zusammenhang zwischen der Form und Größe der Teilchen und der Beimengung eines ferritischen Bindemittels, das vorwiegend mit kleinen und eckigen Gemengteilen abgelagert wird. Hierin kommt die Transportkraft zum Ausdruck; rasch fließendes Wasser, das grobe Gemengteile transportieren kann, wird die kleinen Teilchen leichter und weiter hinwegführen, und wird Teilchen, die ihrer Form nach eng gepackt sein könnten, nur lose aneinander legen, während das bewegende Mittel mit nur geringer Kraft die Geröllmasse nicht oder nur wenig beansprucht, keine Trennung herbeiführt und zu engerer Packung neigt. Die erwähnte „Tabelle zur Form und Größe der Gemengteile“ in den Sandsteinen der einzelnen Stufen zeigt eine entsprechende Übereinstimmung zwischen geringer Beanspruchung und durchschnittlich kleinen Teilchen im unteren Buntsandstein und starke Beanspruchung bei großem Durchschnitt in den oberen Stufen des mittleren Buntsandsteins.

Die Abhängigkeit der sekundären Einkieselung von den primären Strukturverhältnissen, die im zweiten Beitrag zur Geologie des Buntsandsteins ausführlich behandelt wurde, tritt überall deutlich hervor. Den sekundären Quarz zeigen diejenigen Sandsteine am weitgehendsten, deren Packung nicht zu eng ist und in denen die ferritische Masse zurücktritt.

Die chemischen Verhältnisse des Buntsandsteins werden durch eine Reihe von Analysen der verschiedenen Stufen zum Ausdruck gebracht. Doch gibt HOPPE an, daß das Analysenmaterial zu weitergehenden, zusammenfassenden Vergleichen und Folgerungen noch nicht ausreicht.

Die Analysenwerte werden nach dem Beispiel STREMMER'S auf $Al_2O_3 = 1$ umgerechnet und lassen Vergleiche mit dem von STREMMER angegebenen Material zu. Die Kieselsäurezahl der Analysen von Schieferletten des unteren Buntsandsteins entspricht am besten den Werten von Flußtrüben und manchen Meerestonen; auch die MgO -Zahl weist auf Flußschlamm hin. Die SiO_2 -Zahl der Odenwaldbuntsandsteine stimmt ebenfalls am nächsten mit denen von Flußsanden überein. Ganz allgemein liegen die von HOPPE mitgeteilten Zahlen den Durchschnittswerten nahe, die STREMMER von anderen Buntsandsteinen Deutschlands angibt.

Udluft.

Jüngst, H.: Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzer Becken. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 65—84.)

Hildebrand, E.: Der Aufbau des Wellenkalkes. Ein Beitrag zur Frage seiner allgemeinen Bildungsbedingungen. (Geol. u. Pal. Abh. N. F. 16. H. 3. 72 S. 12 Abb. 3 Prof. 4 Taf. Jena 1928.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 196—198.

H. Ehrenberg: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Nebengesteinen der Aachener Steinkohlenvorkommen. (Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 49. 1928. 33—58. Mit 5 Taf.)

Die Arbeit des Verf.'s ist ein erster Versuch, auf diesem Wege der Flözvergleichung zu dienen. Das Ergebnis in dieser Richtung ist, daß sich zwar keine sicheren Kennzeichen der einzelnen Bänke feststellen ließen, daß aber zwischen den Sandsteinen größerer Einheiten charakteristische Unterschiede bestehen. Wertvoll dürfte die bei den Untersuchungen nebenher gewonnene Erkenntnis sein, daß in den dolomitischen Sandsteinbänken zwischen Flöz 2 und 14 der Grube Maria reichlich Foraminiferen und andere marine Kleinbewesen enthalten sind.

Es ist zu hoffen, daß eine Ausdehnung der Untersuchungen auf größere Profilmächtigkeiten sowohl praktisch wie wissenschaftlich brauchbare neue Erkenntnisse zutage fördern wird. Auch die Sedimentpetrographie als solche wird nur gewinnen, wenn sie hier vor eine ernste Aufgabe gestellt wird.

G. Fischer.

Zerndt, J.: Petrographische Studien über Karpathen-Sandsteine der Umgegend von Ciezkowice. (Bull. Intern. Acad. polon. A. 1924. 195—218.)

Termier, P.: Argiles à leverriérite dans le terrain houiller d'Epinaç. (Bull. Soc. Franc. Min. 50. 1927. 500—501.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 364.

Sweeting, G. S.: The Petrology of the Malvern Quartzite, Hollybush Sandstone and Maybill Sandstone. (Proc. Geol. Assoc. 38. 1927. 548—560.)

Teall, J. J. H.: Petrological Notes on the Houston Marl. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 11. pt. III. 1925. 327.)

Mackie, W.: The Heavy Minerals in the Torridon Sandstone and Metamorphic Rocks of Scotland, and their bearing on the Relative Ages of these Rocks. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 1927. Abstract in Geol. Mag. 1927. 141—142.)

Cartwright, Lon D.: Sedimentation of the Pico Formation in the Ventura Quadrangle, California. (Bull. Am. Assoc. Petr. Geol. 12. 1928. 235—270.)

Brown, Levi S.: The occurrence of leucoxene in some of the permian Mid-Continent sediments. (The Amer. Min. 13. 1928. 233—235.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 428.

Martens, J. H.: Sand and Gravel Deposits of Florida. (Florida State Geol. Surv. XIXth Ann. Rep. 1928. 33—123.)

S. Powers: Cap rocks of oil sands. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 13. No. 6. 1929. 688.)

E. MC KENZIE TAYLOR, School of Agriculture, Cambridge, sucht Proben von „cap rocks of oil sands“ aus allen Teilen der Welt. Er nimmt an, daß das Erdöl durch bakterielle Zersetzung organischer Materie unter alkalinen anaeroben Bedingungen entstand. Diese Bedingungen seien von shales, welche Na-Ton enthalten und Hydrolyse unterlagen, geliefert worden. Basenaustausch ist bereits nachgewiesen, die Hydrolyse bleibt nachzuweisen. Daher obiges Ersuchen. [Basenaustausch ist bei der Anwesenheit von Salzwässern ziemlich selbstverständlich. Hydrolyse wird außer Quellung wohl schon zu dem nötig, was Ref. die „innere Austrocknung“ der Pelite nannte.]

Krejci.

E. Russell Lloyd: Capitan limestone and associated formations of New Mexico and Texas. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 13. No. 6. 1929. 645—658.)

Der Capitan limestone (Perm) ist z. T. ein ungeheures fossiles Korallenriff. Das Riff kann von Capitan Point (Guadalupe Mountains) bis in die Nähe von Carlsbad, New Mexico, verfolgt werden, wo es unter die Ebene taucht. Das Riff bildete eine Barriere zwischen offener See und einem abgeschnittenen, zeitweise übersalzenen Meeresteile.

Krejci.

Hanzawa, S.: Preliminary Report on Marine Deposits from the South-western North Pacific Ocean. (Records of Oceanographic Works in Japan. 1. No. 2. 59—77. Taf. 16, 21.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 564—565.

Cissarz, Arnold: Petrographische Untersuchungen von Sedimentgesteinen aus Nowaja Semlja und deren metamorphe Umwandlungen. (Report Scient. Results. Norwegian Exped. to Nov. Zemlja. 1921. No. 37. Oslo 1928. 66 S. 3 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 551—552.

E. S. Moore and I. E. Maynard: Origin of the Precambrian Banded Iron Formations. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 225. Abstract.)

Bänderstruktur wurde im Experiment erhalten durch Ausfällung kolloidal gelösten Eisenoxydes und Kieselsäure unter Mithilfe der Elektrolyte des Meerwassers. Es bildete sich nach einiger Zeit Kieselsäure in Kügelchenform, die sich bei leichter Bewegung mit Eisenoxyd überzogen.

Curt Teichert.

Bärtling, Richard: Das Verhältnis zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirk. (Congrés de stratigraphie carbonifère. Heerlen 1928. Liège 1928. 53—82. Mit 5 Fig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 689.