

Werk

Jahr: 1927

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:3

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0003

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0003

LOG Id: LOG_0079

LOG Titel: Der Aufbau der Erdkruste

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Der Aufbau der Erdkruste.

Von **B. Gutenberg** in Frankfurt a. M. — (Mit zwei Abbildungen.)

In den Kontinenten haben wir nach allen vorliegenden Beobachtungen (Mittel- und Südeuropa, England, Japan, Kalifornien) in 50 bis 60 km Tiefe die Grenze zwischen den Kontinentalschollen und dem vermutlich dunitartigen Sima des Erdmantels. Eine weitere Grenze (zwischen granit- und basaltartigem Material?) wurde in Europa an verschiedenen Stellen festgestellt; sie scheint aber z. B. in Norddeutschland wesentlich höher zu liegen als in Süddeutschland und im Gebiete der Tauern, im Gegensatz zur Grenze in 60 km Tiefe, die auch unter den Alpen keine wesentliche Senkung erfährt. Unter dem Boden des Atlantischen und Indischen Ozeans sowie unter der Arktis liegt die Simagrenze erheblich höher, im Pazifischen Ozean fehlt die oberste Schicht ganz, oder sie ist nur sehr dünn. In etwa 70 km Tiefe ist vermutlich die Grenze zwischen kristallinem und amorphem Sima („Substratum“).

Der Beginn der genaueren geophysikalischen Erforschung des Aufbaues der Erdkruste wird durch die Feststellung von A. Mohorovičić¹⁾ im Jahre 1909 gekennzeichnet, daß sich in nicht ganz 60 km Tiefe in Südeuropa eine Unstetigkeitsfläche befindet, an der die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen von 5.6 auf 7.8 km/sec ansteigt. Nur langsam fand diese Tatsache Anerkennung. Ihr ausgeprägtestes Kennzeichen ist das Eintreffen von zwei Longitudinalwellen an Stationen in bestimmten Herddistanzen, von denen die eine, stärkere, nur in der oberen Schicht gelaufen ist (\bar{P}), während eine zweite, schwächere (P), auch in die tiefere Schicht eintaucht. — Auf die ähnlich entstehenden zwei Transversalwellen sowie die übrigen reflektierten und gebrochenen Wellen wollen wir hier nicht weiter eingehen²⁾.

Wie sich leicht ersehen läßt, hängt die Laufzeitdifferenz δ zwischen \bar{P} und P sowohl von der Herdtiefe h wie von der Schichttiefe d sowie von den Wellengeschwindigkeiten v ab. Nimmt man d und v als bekannt an, so läßt sich h berechnen³⁾, ist umgekehrt h nach einer der bekannten Methoden aus der Laufzeitkurve für \bar{P} gefunden⁴⁾, so ist bei bekanntem v die Tiefe d berechenbar. Sind insbesondere v_1 oberhalb der Schicht und v_2 unterhalb nahe konstant, so wird⁵⁾ in der Distanz \mathcal{A} unter Vernachlässigung der Wirkung⁶⁾ der obersten Schichten genügender Annäherung:

$$\delta = \frac{\sqrt{h^2 + \mathcal{A}^2}}{v_1} - \frac{\mathcal{A}}{v_2} - (2d - h) \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}.$$

Der Wert von v_1 wurde, wie wir sehen werden, bisher meist zu etwa $5\frac{1}{2}$ km/sec gefunden, v_2 zu 8 km/sec. Der letzte Wurzelausdruck hat somit etwa den Wert 0.13, d. h. wird d um 10 km größer, so wird δ um etwa $2\frac{1}{2}$ sec kleiner; wird h um 10 km größer, so wird δ um etwa $1\frac{1}{4}$ sec größer (im ersten Ausdruck ist h praktisch klein gegen \mathcal{A} ; $h < 50$ km, $\mathcal{A} > 150$ km). Wir können uns hiernach wenigstens einen angenäherten Überblick über die Dicke d der obersten Schicht in verschiedenen Gegenden auf Grund von einzelnen Dia-

grammen verschaffen. Tabelle 1 gibt derartig gefundene Differenzen δ für ein Kulpatalbeben¹⁾, die süddeutschen Beben 1911 und 1913⁷⁾, ein Tauernbeben⁸⁾ und das Tajimabeben in Japan am 23. Mai 1925⁹⁾, die etwa auf ± 1 sec übereinstimmen und zeigen, daß keine erheblichen Differenzen von $(2d - h)$ vorhanden sind. Da auch die Herdtiefe in allen Fällen zu etwa 30 ± 10 km gefunden wurde, soweit sie berechnet wurde, folgt, daß wir überall die erwähnte

Tabelle 1. Laufzeitdifferenz δ zwischen \bar{P} und P in Sekunden.

Bebenherd	$d=200$	300	400	500	600	700 km
Kulpatal	1.6	7.0	12.0	16.6	—	—
Schwäbische Alb	2.9	8.7	13.8	18.6	22.8	—
Tauern	2.8	8.0	12.9	17.6	22.2	—
Tajima	4.0	8.2	12.5	16.7	20.3	23.7

Schichtgrenze in gleicher, d. h. also in etwa 50 bis 60 km Tiefe annehmen können. Auch Beben in England¹⁰⁾ und Kalifornien¹¹⁾ ergaben ähnliche Werte für δ . Daß Jeffreys¹⁰⁾ zu einer geringeren Tiefe d kommt, liegt daran, daß er eine zu kleine Herdtiefe h annimmt⁴⁾. Erwähnenswert ist noch die Feststellung von K. Suda⁹⁾, daß die Aufzeichnungen in Japan systematische Änderungen zeigen, die so zu deuten sind, daß dort die Krustendicke d nach Osten hin (Pazifik) abnimmt. Dies würde sich auch mit dem Ergebnis von Heiskanen¹²⁾ decken, daß dort Massenüberschüsse sind: Das schwerere Sima reicht dort höher als unter der Westküste bzw. dem Kontinent.

Leider ist nun die oberste Schicht, auch abgesehen von den allerersten lokalen Verschiedenheiten (bis zu einigen Kilometern Tiefe), nicht gleichmäßig, wie die Ergebnisse über die Wellengeschwindigkeit v_0 im Grundgebirge zeigten (Tabelle 2).

Tabelle 2. Geschwindigkeit v_0 der Longitudinalwellen im Grundgebirge.

Bebenherd bzw. Ort	Autor	v_0 km/sec
Rhön — Göttingen	E Wiechert ¹³⁾	6.0
Oppau — 200 km Radius	Verschiedene	5.5
Süddeutsche Beben	"	5.5 — 5.6
Tauernbeben	V. Conrad	5.4 — 5.5

Vor allem aber weist ein Einsatz zwischen \bar{P} und P darauf hin, daß noch eine weitere Grenzschicht vorhanden ist. Bereits bei der Bearbeitung der süddeutschen Beben 1911 und 1913 wurde dort in mehreren Fällen vom Verfasser⁷⁾ ein Einsatz festgestellt, der z. B. auf den Aufzeichnungen des 17000-kg-Pendels in Göttingen (Fig. 1) sehr deutlich zu erkennen ist und mit a bezeichnet wurde. Bei der Bearbeitung eines Tauernbebens fand V. Conrad⁸⁾ dann diesen Einsatz wieder, rechnete mit der Möglichkeit, daß er die Folge einer weiteren Schichtgrenze sei, und bezeichnete ihn mit P^* , die gleiche Bezeichnung verwandte Jeffreys¹⁰⁾, der ihn bei Untersuchungen von englischen Beben feststellte. In Fig. 2 sind die beobachteten Laufzeitdifferenzen $P^* - P$ zusammengestellt. Die Streuung ist hier größer als bei δ , einmal weil P^* viel schwerer feststellbar ist als das starke \bar{P} (Fig. 1), dann aber auch, weil P^* viel oberflächennäher verläuft und

flacher einfällt als \bar{P} und so stärker durch lokale Einflüsse der obersten Erdschichten beeinflusst wird. Außerdem ist die Tiefe der wirksamen Schichtgrenze, wie wir sehen werden, nicht überall die gleiche. Als Wellengeschwindigkeit in der unteren von P^* durchlaufenen Schicht ergibt sich etwa $v = 6\frac{1}{4}$ km/sec; aus der Gleichung für δ S. 371 ergibt sich dann, daß ihre Tiefe 30 bis 40 km beträgt, also nahe der Herdtiefe von etwa 30 km liegt, so daß es nicht ausgeschlossen erscheint, daß sich die Häufung der Herdtiefen in diesem Gebiete

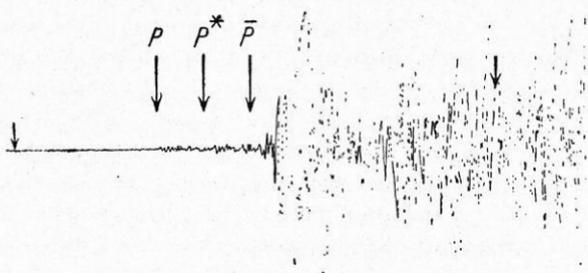


Fig. 1. Aufzeichnung des Bebens vom Juli 1913 in Göttingen (17000-kg-Pendel, N. bis S.), $\Delta = 365$ km.

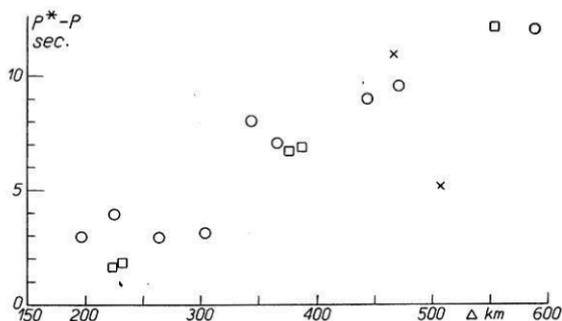


Fig. 2. Laufzeitdifferenzen $P^* - P$ bei den süddeutschen Beben 1911 und 1913 (Kreise), bei einem Tauernbeben (Vierecke) nach V. Conrad und bei zwei englischen Beben (Kreuze) nach H. Jeffreys.

dadurch erklärt, daß die Erdbeben in dieser Schichtgrenze ihren Ausgang nehmen. Es ist weiter von besonderem Interesse, daß E. Wiechert bei seinen wertvollen Sprengungsbeobachtungen in Göttingen ebenfalls einen derartigen auf eine Schichtgrenze hinweisenden Einsatz fand¹³⁾, der bei $112\frac{1}{2}$ km Herddistanz $1\frac{1}{4}$ sec vor P eintraf. Da bei zunehmender Herdtiefe diese Differenz wachsen muß, wie wir sahen, bei den süddeutschen Beben aber in der gleichen Distanz bei außergewöhnlich großen Amplituden nirgends eine Spur dieses Einsatzes zu finden ist, folgt, daß diese Schicht dort — wenn überhaupt vorhanden — tiefer liegen muß und mit der oben erwähnten Grenze in etwa 30 km Tiefe identisch

sein kann. Da die Wellengeschwindigkeit von \bar{P} nur $5\frac{1}{2}$ km/sec ist, folgt, daß auch eine Lage des Herdes in oder unter einer Schicht mit $v > 6$ km/sec ausgeschlossen ist. Wir haben also in Süddeutschland und im Tauerngebiet unter den obersten Schichten zunächst eine etwa 30 bis 40 km dicke Schicht mit $v =$ etwa $5\frac{1}{2}$ km/sec — ob eine Unterteilung vorhanden ist, läßt sich mit Sicherheit noch nicht sagen —, darunter eine etwa 20 bis 30 km dicke Schicht mit $v =$ etwa $6\frac{1}{4}$ km/sec, darunter eine etwa 10 km dicke Schicht mit fast konstantem $v =$ etwa 8.0 km/sec, von da ab Ansteigen der Geschwindigkeit, während in der Umgebung von Göttingen bereits in der obersten Schicht (Größenordnung der Dicke 20 km) $v =$ etwa 6 km/sec ist; von 60 km Tiefe ab scheinen keine Unterschiede in den Kontinenten und Ozeanen mehr zu sein. Für eine Schichtgrenze in 120 km Tiefe glaubte zwar S. Mohorovičić²⁴⁾ Anhaltspunkte gefunden zu haben, doch ergaben die Amplitudenuntersuchungen¹⁵⁾ keine Anzeichen für eine solche. Auch die Ansicht, daß in dieser Tiefe eine reell vorhandene und durch Änderung irgendwelcher Konstanten charakterisierte „isostatische Ausgleichsfläche“ vorhanden sei, dürfte durch die neuen Ergebnisse von W. Heiskanen²³⁾ weitere Anhänger verloren haben. Es ist hiernach wahrscheinlich, daß von 70 km Tiefe bis zur Mantelgrenze in 1200 bis 1300 km Tiefe keine Unstetigkeit mehr existiert.

Die Deutung der Schichten der Erdkruste ist vermutlich so, daß es sich [z. B. auch nach Jeffreys¹⁰⁾] bei der oberen Schicht um granitartiges Grundgebirge handelt ($v = 5.4$ bis 6.0 km/sec), bei der folgenden um Basalte ($v = 6\frac{1}{4}$ km/sec), während der eigentliche Erdmantel aus dunit- oder pyroxenitartigem Material gebildet wird¹⁴⁾. Die größere Dicke der leichteren, oberen Schicht in Süddeutschland und den Tauern wird durch deren größere Erhebung über den Meeresspiegel ausgeglichen. Erwähnenswert ist noch, daß die Aufzeichnungen der \bar{P} -Wellen Schwäbische Alb — Italien keine Anomalien zeigen, so daß auch unter den Alpen die Schichtgrenze in höchstens 60 km Tiefe zu suchen ist. Eine Ausbuchtung nach unten ist nur in der granitartigen Schicht wahrscheinlich. — Die Schicht in 70 km Tiefe stellt vielleicht die Grenze zwischen kristallinem und amorphem Material dar^{[15)}; Grenze des „Substratum“.

Die Grenze zwischen den Gebieten mit verschiedenem Aufbau in Nord- und Süddeutschland wird sich genauer festlegen lassen, sobald an weiteren, besonders süd- und mitteldeutschen Stationen Aufzeichnungen von Sprengungen oder Nahbeben vorliegen. Allerdings darf man dabei nicht übersehen, daß eine größere Reihe von Beobachtungen vorliegen muß, um sicher den Unterschied zwischen der Schicht mit $v = 5\frac{1}{2}$ km/sec und der Schicht mit $v = 6$ km/sec nachzuweisen. Es liegt daher der Gedanke nahe, Beobachtungen von Amplituden hinzunehmen, da diese sehr stark auf Geschwindigkeitsänderungen reagieren. Zur Verfügung stehen die Amplitudenmessungen bei den beiden süddeutschen Beben 1911 und 1913⁷⁾ sowie bei der Explosion bei Oppau²⁵⁾. Betrachtet man zunächst die Amplituden von P der beiden erstgenannten Beben (Fig. 253 und 255 in ⁷⁾, jedoch ohne die Angaben bis $\Delta = 160$ km), so sieht man, daß

innerhalb der Meßgenauigkeit und der Einflüsse des Stationsuntergrundes keine erheblichen systematischen Unterschiede in verschiedenen Azimuten vorhanden sind, d. h. daß keine Anzeichen für wesentliche Verschiedenheiten des Aufbaues unterhalb 60 km Tiefe vorliegen. Anders liegt es bei \bar{P} (Fig. 254 und 256 in 7). Hier drängen sich die Linien gleicher Amplituden, etwa zwischen Schwarzwald und Odenwald und weiter in einem zwischen Nördlingen und München verlaufenden Gebiet, eng zusammen, als Anzeichen dafür, daß dort — vielleicht als Wirkung von vertikalen Schichtgrenzen — starke Extinktion der hier in den obersten 40 km verlaufenden \bar{P} -Wellen stattfindet. Nach Westen und Süden hin fehlt eine derartige Erscheinung, die Wellen laufen insbesondere ungestört unter den Alpen durch, wie die relativ großen Amplituden in Domodossola, Moncalieri, Triest und Pola zeigen. Dagegen zeigen diese Stationen besonders geringe Oberflächenwellen (Fig. 266 und 267 l. c.), was darauf hinweist, daß sich die Wirkung der Alpen nur in geringe Tiefe (vielleicht Größenordnung 25 km) erstreckt. Die Tatsache, daß sich bei beiden Beben die Oberflächenwellen am besten nach ENE und WSW ausgebreitet haben, entspricht der geologischen Feststellung, daß die Störungen in diesem Gebiete vorwiegend in dieser Richtung verlaufen, so daß wir also senkrecht zu den Störungen des oberen Teiles des Grundgebirges stärkere Extinktion der Oberflächenwellen haben.

Ein ähnliches Bild ergeben die Amplituden bei der Explosion von Oppau. Bei \bar{P} (P fehlt) sind z. B. die Amplituden auf dem Feldberg merklich kleiner als in Straßburg gewesen, andererseits in Göttingen erheblich kleiner als in München oder De Bilt, die weiter entfernt waren. Ob auch der große Unterschied zwischen \bar{P} in Heidelberg und Jugenheim (bei fast gleicher Distanz in ersterem Amplituden von höherer Größenordnung!) hierher gehört, ist fraglich. Jedenfalls haben wir auch hier starke Extinktion der \bar{P} -Wellen in nördlicher und nordöstlicher Richtung, während sich die Oberflächenwellen besonders gut in der Rheinebene fortpflanzten. Auch in diesem Falle verlöschen die Oberflächenwellen an den Alpen. Während in Zürich \bar{P} etwa gerade so stark ist wie in Ravensburg und Nördlingen, verhalten sich die Oberflächenwellenamplituden an den drei Stationen etwa wie 1:2:5.

Die Betrachtung der Amplituden bestätigt also im Prinzip unsere aus den Laufzeiten gewonnenen Ergebnisse; nach den Extinktionsbeobachtungen scheinen sich in größere Tiefen erstreckende Schichtgrenzen den nördlichen Teil der Oberrheinischen Tiefebene zu überqueren, weitere zwischen Nördlingen und München nordsüdlich zu verlaufen.

Während wir im vorstehenden wenigstens eine Reihe von Stichproben über die Wellengeschwindigkeit in den obersten Schichten der Kontinente haben, fehlen uns direkte Messungen in den Ozeanböden fast völlig. Mit Sicherheit läßt sich nur sagen, daß sich sowohl Longitudinal- wie Transversalwellen in den obersten Schichten des Pazifischen Ozeans zwischen den Tongainseln und Samoa wesentlich schneller (10 Proz. oder mehr) fortpflanzen als in den

oberen Kontinentalschichten, was zuerst von G. Angenheister¹⁶⁾ festgestellt und später von B. Gutenberg¹⁷⁾ bestätigt wurde. Auch wurden dort bisher keinerlei Anzeichen für die Welle \bar{P} festgestellt¹⁷⁾, so daß der Verfasser zu der Vermutung kam¹⁸⁾, daß der Boden des Pazifik durchweg aus gleichem oder ähnlichem Material besteht wie der Untergrund der Kontinente unterhalb 60 km Tiefe. Eine wertvolle Ergänzung lieferten dann die Beobachtungen über die Gruppengeschwindigkeiten der Oberflächenwellen, welche den Verfasser zu dem Ergebnis führten¹⁹⁾, daß die Dicke der Erdkruste (Granit + Basalt) unter den Kontinenten nicht sehr verschieden ist, daß sie unter dem Atlantischen, Indischen und Arktischen Meeresboden rund halb so groß ist und unter dem Pazifischen Ozean fehlt oder sehr gering ist. Der von A. Wegener²⁰⁾ gegen diese Methode erhobene Einwand der Ungenauigkeit trifft innerhalb gewisser Grenzen sicher zu, die Methode kann nur die Größenordnung der Krustendicken geben, dagegen kann man aus den wechselnden Tiefen des Meeresbodens keine Schlüsse auf die Dicke der darunter liegenden Kruste ziehen, wie es Wegener²¹⁾ versucht, da nach den Ergebnissen von H. S. Washington²²⁾ die Dichte innerhalb weiter Grenzen variiert. Die schönen Untersuchungen von Heiskanen²³⁾ haben jedenfalls gezeigt, daß die Schweremessungen in guter Übereinstimmung mit den auf Grund der oben gemachten Angaben über die Dicke der Schichten und die beobachteten Dichten berechneten Werten sind. Auch die Ansicht von S. Mohorovičić²⁴⁾, daß sich die untere kontinentale (Basalt-) Schicht unter dem Pazifischen Ozean fortsetzt, dürfte wohl nicht zutreffen, da nicht nur, wie erwähnt, bisher Anzeichen für eine \bar{P} -Welle dort fehlen, sondern auch die Wellengeschwindigkeit dort erheblich größer ist als in der entsprechenden Schicht unter den Kontinenten.

Literatur.

- 1) Mohorovičić: Jahrb. d. meteorol. Observ. Zagreb, IX, 4. Teil, 1. Abschn., 1909.
- 2) Derselbe: Tables, Union Géodésique et Géophys., Ser. A, fasc. 3, 1925.
- 3) B. Gutenberg: Zeitschr. f. angew. Geophys. 1, 65 (1923).
- 4) Vgl. z. B. V. Inglada: Calculo de las Coordenadas . . . , Madrid 1923; Derselbe: Publ. Union Géod. et Géoph., Ser. A, fasc. 5, 1927, S. 3; B. Gutenberg: Die Herdtiefe der mitteleuropäischen Beben . . . , Gerlands Beitr. z. Geophys., im Druck.
- 5) B. Gutenberg: Gerlands Beitr. z. Geophys. 17, 363 (1927).
- 6) Derselbe: ebenda 15, 51 (1926).
- 7) Derselbe: Die mitteleuropäischen Beben . . . , Straßburg 1915.
- 8) V. Conrad: Mitteil. d. Erdbebenkommission Wien, N. F. Nr. 59, 1925.
- 9) K. Suda: Some applications of theory of Mohorovičić Waves. Referat in Jap. Journ. of Astronomy and Geophysics 4, Nr. 3, 1927.
- 10) H. Jeffreys: Monthly Notices of Royal Astron. Soc., Geophysical Supplement 1, 483 (1927), London.
- 11) P. Beyerly: Bulletin of the Seismol. Soc. of America 16, 1 (1926); J. B. Macellwane: ebenda 17, 19 (1927).
- 12) W. Heiskanen: Zeitschr. f. Geophys. 3, 213 (1927).
- 13) E. Wiechert: Geologische Rundschau 17, 339 (1926).
- 14) Vgl. z. B. B. Gutenberg: Zeitschr. f. Geophys. 1, 107 (1925); L. H. Adams und R. E. Gibson: Gerlands Beitr. z. Geophys. 15, 242 (1926).

- ¹⁵⁾ B. Gutenberg: Zeitschr. f. Geophys. **2**, 24 (1926).
¹⁶⁾ G. Angenheister: Beobachtungen an pazifischen Beben. Göttinger Nachr. 1921.
¹⁷⁾ B. Gutenberg: Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. **40**, 57 (1925).
¹⁸⁾ Derselbe: Geolog. Archiv **1**, 3 (1923).
¹⁹⁾ Derselbe: Zeitschr. f. Geophys. **1**, 94 (1925); Physikal. Zeitschr. **27**, 111 (1926); Der Aufbau der Erde, Berlin 1925.
²⁰⁾ A. Wegener: Gerlands Beitr. z. Geophys. **17**, 311 (1927).
²¹⁾ B. Gutenberg: Die Fließbewegungen der Kontinente II. Gerlands Beitr. z. Geophys. (im Druck).
²²⁾ H. S. Washington: Bull. geol. Soc. America **33**, 375 (1922).
²³⁾ W. Heiskanen: Zeitschr. f. Geophys. **3**, 217 (1927).
²⁴⁾ S. Mohorovičić: Gerlands Beitr. z. Geophys. **17**, 180 (1927).
²⁵⁾ O. Hecker: Veröff. d. Hauptstation f. Erdbebenforschung in Jena, Heft 2, 1922.

Mitteilungen.

Bericht über die sechste Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Frankfurt a. M. vom 26. bis 28. September 1927.

I. Liste der Vorträge.

Montag, den 26. September, 11—13 Uhr:

Linke: Bericht über die Ergebnisse der Frankfurter Strahlungs- und Sonnenfinsternisexpedition nach Finmarken.

Wiechert: Referat über den Zustand der höheren Atmosphäre.

15—18 Uhr:

Bartels: Die Gezeiten der Atmosphäre.

(Diskussion über Linke: Jensen, Wigand, Linke; Diskussion über Wiechert: Hergesell, Duckert, Kölzer, Gutenberg, Wigand, Jensen, Weickmann, Angenheister, Nippoldt, v. Ludwiger.)

Defant: Bericht über die Ergebnisse der Meteor-Expedition.

Pollak: Verallgemeinerte Isobaren. (Diskussion: Weickmann, Conrad, Defant, Pollak.)

Schlomka: Zur physikalischen Theorie des Erdmagnetismus. (Diskussion: Schmidt, Angenheister.)

Dienstag, den 27. September, 9—13 Uhr:

Uller: Über die Entwicklung des Wellenbegriffes. (Diskussion: Angenheister, Uller.)

Gutenberg: Der Aufbau der Erdkruste. (Diskussion: Tams, Conrad, Prey, Koenigsberger, Gutenberg.)

Nippoldt: Vorlegung seiner neuen Karte der Anomalien der magnetischen Vertikalintensität in Europa.

Born: Die Schweremessungen von Vening-Meinesz. (Diskussion: Gutenberg, Born.)

v. Ihering: Tierwanderungen und Kontinentalbrücken. (Diskussion: Conrad, Gutenberg, Schweydar, v. Ihering.)