

Werk

Jahr: 1929

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:5

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0005

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0005

LOG Id: LOG_0060

LOG Titel: Vorträge, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Dresden, 3. bis 5. Oktober 1929

LOG Typ: section

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 there 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

is the mean effect of all layers, which may be secured as the result of gravimetical observations. It is natural that in order to find the h' sought for one layer, we must on the ground of Formula (7) know δ' , h'' and δ'' a. s. o. for all other layers. Only in the particular case of two surfaces, resting unconformably, when the effect of the deep layer calls forth a linear variation of gravity, we may try to interpret the results after having excluded the effect of "deep geology" *).

The residual errors of ε_2 when solving the conditional equations (1), are far from being occasional. Should they be represented graphically, it would be seen, that near the coasts we have mainly positive values and in the centre of the lake, above the depression, a group of negative values. Such systematic alternation of signs is observed over the whole area of the lake and depends on the one hand, upon integrating system, unestimated coastal effect, and finally and mainly, upon more complicate effect of the underground relief upon Δg than a simple proportional dependency on depth h .

In possession of the underground relief in the first approximation, we can go over to the second approximation and compute the effect of the relief $\overline{\Delta g}$ according to formulae like those we are using when estimating the effect of topographic masses upon the variometer observations **).

The variation of difference $\sigma = \Delta g - \overline{\Delta g}$ from some mean value will indicate what correction of $\Delta h = -\sigma/b$ is to be introduced into the preliminary values of depths h .

Vorträge, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft,

Dresden, 3. bis 5. Oktober 1929.

Zur Erforschung der ersten 100 km Erdkruste.

Von **J. Koenigsberger.** — (Mit einer Abbildung.)

§ 1. Die gewaltigen Fortschritte von Relativitäts- und Quantentheorie haben bewirkt, daß Sterne, die Millionen von Lichtjahren entfernt sind, uns besser bekannt sind als das Erdinnere, ja sogar besser als die unmittelbar benachbarte feste Erdkruste von 50 bis 100 km Dicke. Zur Entschuldigung kann aber dienen: das wichtigste Hilfsmittel der astronomischen Analyse, die Strahlung jeder Art, auf welche sich die meisten Sätze der Relativitäts- und Quanten-

*) B. Numerov: Results of gravity observations in the region of Grosny. Bull. Astr. Inst. 1929, No. 23 (Russian).

**) Derselbe: Reduction of observations with gravity variometer for topography. Ebenda 1927, No. 17 (Russian).

theorie beziehen, fehlt der Geophysik. Nur in der Physik der Atmosphäre und der Geochemie bestehen zunächst Anwendungsmöglichkeiten der neuen Theorien. Man weiß auch von dunklen*) Sternen, wie die Erde, fast nichts, und von den dichten Sternen sind nur Oberflächeneigenschaften bekannt. Über die Erde ist man doch immerhin so genau unterrichtet, daß jene interessanten Stabilitätsbedingungen, wie sie z. B. Jeans entwickelte, nichts Neues bringen können. Jedenfalls ist die Sachlage heute wohl die, daß man bei der Erforschung der Erde nicht so sehr mit weitreichenden Theorien, als mit mühsamer Kleinarbeit vorwärts kommt.

Es besteht nicht nur ein wissenschaftliches, sondern ein allgemein kulturell-wirtschaftliches Interesse an der Kenntnis der oberen Erdkruste, ebenso wie an den Studien über Klimaänderungen. Man braucht nur daran zu denken, daß die Zeit der jüngsten großen tektonischen Bewegungen z. B. in Süddeutschland noch in bekannte Zeiten menschlicher Vorgeschichte fällt, daß wir aber über deren Ursache wie über die der Klimaänderungen kaum Vermutungen anstellen können, nicht wissen, ob und wann solche Vorgänge sich wiederholen. Unsere großen modernen Kulturwerke, Städte, Wasserkraftanlagen usw., sind aber empfindlicher als die Bauten früherer Zeiten.

Im vorliegenden, auf die ehrenvolle Aufforderung des Vorstandes der Gesellschaft gehaltenen Referat wird kurz versucht, im wesentlichen auf Grund bekannter Tatsachen, ein statisches Bild der oberen Erdkruste zu skizzieren. Es ist nicht möglich, auch nur oberflächlich alle wichtigen Ergebnisse anzuführen. Manches steht auch noch nicht fest. Es muß um Entschuldigung gebeten werden, daß nur einiges herausgegriffen wird.

§ 2. Die Erforschung der physikalischen Eigenschaften der Erde, dieses einmal gegebenen kompliziert zusammengesetzten Körpers, und die Beschreibung der Erde mit Hilfe ihrer physikalischen Eigenschaften stehen in engem Zusammenhang mit der Geschichte der obersten Erdkruste. Die Geologie ist daher für die Geophysik eine unentbehrliche Hilfswissenschaft, so wie es umgekehrt die Geophysik für die Geologie ist. Die Erforschung der oberen Erdkruste braucht als grundlegende Anhaltspunkte eine Anzahl geologisch-petrographischer Tatsachen. Dagegen sind die sehr anregenden und bedeutungsvollen geologisch-geophysikalischen Hypothesen nicht Grundlagen, sondern Folgerungen, die der Geophysiker seinerseits zu prüfen hat, so z. B. Argands und Staubs großzügige Hypothesen über das Ausmaß und die Tiefe der alpin-mediterranen Zusammenschübe und die Entstehung der eurasiatischen und afrikanischen Kettengebirge, J. Jolys Hypothese der radioaktiven zyklischen Aufschmelzungskatastrophen, Simrocks Pendulationshypothese, A. Wegeners Hypothese der Kontinentwanderungen usw.

*) „Dunkel“ bedeutet, daß die Strahlung dieser Sterne die Erdatmosphäre kaum durchdringt.

Von geologischen Ergebnissen*) dürfen vielleicht folgende verwandt werden:

1. Es gibt größere Teile der Erdkruste, Block oder Schild genannt, die seit der ältesten Zeit von keinen großen tektonischen Bewegungen ergriffen wurden; die kontinentalen Blöcke**) wurden immer nur, und zwar nahezu parallel, zeitweise gehoben und dann dem Geoid entsprechend erodiert, nur selten etwas zerbrochen.
2. Die Schilde werden umrandet von Schelf, von gleichmäßig epiorogenetisch auf und ab bewegten und oft ozeanisch überfluteten Stücken der Erdkruste, in denen längs bestimmter Linien auch stärkere tektonische, orogenetische Veränderungen, z. B. Faltungen, auftraten. Nach dem Ausmaß der Tektonik wird stabiler und labiler Schelf unterschieden.
3. Am stärksten wird die Geosynklinale bewegt, die örtlich und zeitlich in den labilen Schelf übergeht, sie wird von großen intrusiven und extrusiven Gesteinsmassen erfüllt; sie hat starke horizontale Zusammen- und Übereinanderschübe und Zerrungen erfahren.
4. Es gibt nach dem Kambrium unter anderen drei Zeiten größerer Gebirgsbildung in Europa: a) zwischen Ende Silur bis Anfang Devon, b) Ende Karbon bis Anfang Perm, c) Ende des Mesozoikums bis kurz vor die prähistorische Zeit. Die Dauer und Zeitabstände dieser orogenetischen Vorgänge sind, nach der radioaktiven Methode gemessen größenordnungsmäßig zeitlich ähnlich. — Die Flächen der Gebiete der Gebirgsbildung haben sich mit der Zeit verkleinert.
5. Die ältesten obergeologischen Formationen, das Archäikum, bestehen überall, soweit sichtbar, und zwar seit der ältesten Zeit, vor allem aus kristallinen Schiefen, und zwar solchen, die über 400°, aber unter 900° erhitzt wurden. Es ist eine anfänglich wiederholt durchbrochene und teilweise halb aufgeschmolzene und wieder verfestigte Erstarrungszone. Die Gebiete neugebildeter kristalliner Schiefer der oberen Formationen sind im Laufe der Erdgeschichte kleiner geworden.
6. Die Linien tektonischer Störungen an der Erdoberfläche aus einer bestimmten geologischen Zeit haben angenähert gleiche Richtung.

Diese Tatsachen führen zu geophysikalischen wichtigen Folgerungen:

- a) Aus 1., 2., 3., 6.: Die feste Erdkruste ist nicht gleichmäßig gebaut, ist kein vollkommen festes Gewölbe, aber auch keine völlig hydrostatisch zu behandelnde Schicht, wie das etwa eine Sandkörnerschicht auf heißem Asphalt wäre.
- b) Aus 3., 4.: Die oberen 100 bis 400 km der Erde müssen in sich Ursachen für starke Bewegungen haben. Die Annahme einer durchweg

*) Hier ist von der Angabe der Namen der Forscher abgesehen, weil eine sachgemäße Angabe zu weit führen würde.

**) Es gibt vielleicht auch ozeanische Blöcke, die sich meist nur senken.

kristallinisch festen, 1000 km tief reichenden Lithosphäre, die von bedeutenden Geophysikern gemacht wurde und rein geophysikalisch wohl möglich wäre, scheint dem nicht entsprechen zu können.

- c) Aus 4., 5.: Die feste Erdkruste ist allmählich seit dem Archäikum dicker und in vielen Teilen stabiler geworden. Jolys Hypothese periodischer Wiederaufschmelzung könnte sich vor allem auf das sehr lange dauernde Archäikum beziehen.

§ 3. Schon bei diesen ersten Folgerungen erhebt sich die Frage, ob nicht die geophysikalischen Beobachtungen die Annahme einer flüssigen Magma- oder plastischen Gesteinszwischen-schicht ausschließen*). Das ist die Ansicht einiger Forscher (Jeffreys 1925, St. Mohorovičić). Die Hypothese von Airy, das Schwimmen fester Schollen auf dem Magma, zu welcher Annahme die Geologen neigen, würde damit hinfällig. Das ist noch kein Gegenbeweis; denn die Schwermessungen verlangen in der Hauptsache diese Deutung nicht. Eine ideale Flüssigkeit oder vollkommen plastischer fester Körper darf aber keine Righeit (Widerstand gegen scherende Kräfte) besitzen, kann daher keine elastischen Transversalwellen leiten. Die transversalen seismischen Wellen aus der Tiefe gehen oben ohne starke Schwächung durch ein etwaiges flüssiges Magma durch. Ob aber für eine der S^- , S^x , S -Wellen eine wesentlich geringere Intensität festzustellen ist, sei dahingestellt. Es sei angenommen, daß alle Transversalwellen gleichmäßig vorhanden sind. Weiter aber haben die direkten Beobachtungen von Hecker über Ebbe und Flut der Erdkruste und die astronomischen Messungen der etwa 420 tägigen Periode umfassenden Newcombs der Polhöschwankung, zusammen mit den mathematisch-theoretischen Folgerungen von Hough, Herglotz, Love, Schweydar**) eine bestimmte Righeit ergeben. Eulers Periode für eine völlig starre Erde ist 304 Tage. Wiechert hat darauf hingewiesen, daß gegenüber längeren Zeiträumen die Righeit nicht mehr bestehen muß. Dieser Ansicht darf man sich anschließen. Nimmt man käufliches festes Paraffin bei 20^0 als modellgetreue Vergleichssubstanz, so wären lange Zeiten für das Magma 100 bis 10 000 Jahre. Für die langen Perioden der Nutation und Präzession scheint der Unterschied der Wirkung einer mit mittleren Konstanten elastischen, statt starren Erde nach den Berechnungen von Schweydar so klein zu sein, daß er der Wahrnehmung entgeht. Doch ist die Frage noch offen, ob der Fall einer elastischen Erde mit dünner, teilweise plastischer oder flüssiger Zwischenschicht nicht da doch beobachtbare Unterschiede, evtl. Erdbebenperioden ergäbe und so eine Entscheidung ermöglichte (Tams, Sieberg). Die heute noch erfolgende Hebung von Skandinavien nach dem Abschmelzen der Eisdecke und anderes lassen auf Relaxationszeiten in der Größen-

*) Das Fließen von Lava ist bekanntlich wegen der Schmelzpunkterhöhung durch Druck kein Beweis gegen festen Zustand in der Tiefe.

**) Die Kompensation von Ebbe und Flut in dem eingeschlossenen Magma kann nach O. Fisher auch durch die im Magma absorbierten Gase erfolgen.

ordnung von 10^4 Jahren schließen. Die Flüssigkeit wäre also keine ideale, sondern besitzt wie andere aus komplizierten Molekeln zusammengesetzte Flüssigkeiten jedenfalls eine zeitbedingte Richtigkeit. Man könnte als Zwischenschicht auch ein kristallines Gestein annehmen, das plastisch ist bei Kräften, die über 10^8 Jahre dauern. Die Plastizität von Mineralien und Gesteinen nimmt mit steigender Temperatur zu, bei letzteren besonders stark von etwa 800° ab (Rinne, Endell). Theoretisch sollte außerdem bei zunehmender Kompression durch Druck zunächst die Relaxationszeit für feste und flüssige Körper wachsen. Daher ist ein Minimum der Relaxationszeit in bestimmter Tiefe und damit eine maximal plastische Zwischenschicht in durchweg fester Lithosphäre möglich (vgl. aber § 5, Schluß); sie kann aber wohl nicht in so geringer Tiefe liegen, daß die Kontinente (im Gegensatz zum Tiefseeboden) auf ihr schwimmen.

Man wird danach annehmen dürfen, daß eine dünne Zwischenschicht der Erde zähflüssig oder plastisch ist, eingeschlossen zwischen der vielerorts zersstückelten, aber nicht ganz der Festigkeit entbehrenden Erdkruste und der vielleicht kristallinen, jedenfalls äußerst zähen Hauptmasse der Lithosphäre in der Tiefe. Diese flüssige Schicht, deren Richtigkeit für Newcombs Polhöhenperiode schon nicht mehr so groß ist wie die der sie einschließenden Schalen, kann Spannungen hervorrufen, worauf der von V. Conrad gefundene Zusammenhang mit einer Periode der Erdbebenhäufigkeit gleicher Größe deutet. Dagegen ist eine periodische Schwankung in Lavaseen nicht beobachtet, schon weil hier kein direkter Zusammenhang mit der Tiefe besteht. Jedenfalls kann man nicht allgemein von einer Richtigkeit in der Erde sprechen, sondern muß sie auf bestimmte Zeit beziehen. Für kurze Perioden gilt z. B. die Berechnung von Haalck.

§ 4. Wo ist die obere Grenzfläche fest-flüssig zu suchen? Hierzu sind Druck und Temperatur mit ihren Fehlergrenzen abzuschätzen. Wenn die Dichte bis 100 km gleichmäßig mit 3.0 eingesetzt wird, beträgt der Fehler nicht über ± 20 Proz. Rechnet man danach den Druck in Atmosphären hydrostatisch aus, so erhält man die Zahlen unter I.

km	I	II		III		IV		V	
	p	p_r	p_t	p_r	p_t	p_r	p_t	p_r	p_t
0	0	0	39 500	0	320	0	83 800	0	200 000
30	9 000	12 500	404 100	13 470	5 156	—	—	9000	300 000
40	12 000	—	—	—	—	12 580	93 500	—	—
100	30 000	—	—	34 570	13 230	31 480	108 300	—	—

Da die Erdkruste nach den geologischen Tatsachen eine, wenn auch nicht große nachweisbare Festigkeit besitzt, seien einige für diesen Fall von Feuerstein unter verschiedenen Voraussetzungen (man müßte für die Grenzbedingungen eigentlich die Vorgeschichte kennen) ausgerechnete radiale p_r - und

tangentiale p_t -Drucke mitgeteilt*). Man sieht, daß der Unterschied für p_r nicht groß ist; p_t muß dieselbe Größenordnung wie p_r haben**). Mit Rücksicht hierauf und auf die Dichte wird der Fehler eines Mittelwertes p_r von 14000 Atm. bei 40 km und von 30000 Atm. bei 100 km etwa ± 30 Proz. sein.

Der mittlere geothermische Gradient ist in Europa in den ersten 2 km etwa 30° pro Kilometer in den Fehlergrenzen von ± 10 Proz., in Nordamerika vielleicht etwas kleiner, in Südafrika vielleicht erheblich kleiner, in Australien, soweit aus den wenigen durch Nebenumstände stark beeinflussten Werten ersichtlich, ähnlich wie in Europa; in Asien und unter dem Pazifik ist der Gradient meist unbekannt. Der Gradient wird durch verschiedene Umstände, z. B. inhomogene Wärmeleitfähigkeit, Wärmequellen, z. B. Öl, Kohle, Vulkanismus, mehr oder minder stark beeinflusst (M. Mühlberg und der Verfasser), dagegen, wie sich einwandfrei mathem.-physikalisch nachweisen läßt, nicht durch den stärksten Wechsel der Gesteinsradioaktivität (Gehalt an Ur-, Th-, K-Isotop) in den ersten zwei Kilometern, entgegen der Behauptung von Joly. In der alpinen Geosynklinale ist der Gradient, wie sich aus den Tunnelmessungen mit Sicherheit entnehmen läßt, auf ± 15 Proz. derselbe wie anderwärts in Europa (E. Thoma und der Verfasser); die Zwischenschicht liegt also da nicht höher.

Zu den Unterlagen aus der Geothermik gehört noch die Tatsache, daß die Anfangstemperatur mancher ausfließender Laven an der Erdoberfläche nahe über dem Schmelzpunkt der erstarrten Lava und weit über dem Erstarrungspunkt liegt; flüssige, nicht erstarrte Laven werden von 1400 bis 1700° beobachtet. Diese hohe Temperatur ist teilweise durch Gasreaktionen (Day, Jaggar) und durch Reibung nahe der Lavoberfläche verursacht, aber wohl nicht ausschließlich; zu berücksichtigen ist dabei, daß etwas unterhalb die entweichenden Gase Abkühlung der Lava verursachen. Die hohe Temperatur ist auch ein Haupthindernis gegen Stübel's Hypothese von den seit Erstarrungsbeginn hochgelegenen peripheren Herden des bei Druckentlastung flüssigen Magmas. Bezüglich der radioaktiven Wärmeentwicklung ist die Tatsache von Bedeutung, daß der Gehalt an radioaktiven Substanzen einschließlich des Kaliumisotops mit zunehmender Basizität der Gesteine abnimmt, und daß die Meteoriten sich dieser Regel fügen.

Hieraus ergibt sich zunächst: die Temperaturgrenzen, also auch die etwaige Grenze (fest gegen plastisch—zähflüssig), haben innerhalb Europas, auch in der alpinen Geosynklinale, ungefähr dieselbe Tiefe (± 15 Proz.) und sind nicht er-

*) Fall II: die Erde ist kompressibel, elastisch, auch oben völlig fest, was nicht zutrifft, p_t ist unmöglich groß. — Fall III: inkompressibler Kern, flüssiges Magma, kompressible feste Schale und Grenzannahmen, ist am wahrscheinlichsten. — Fall IV: hydrostatischer geschichteter Kern und entsprechender hydrostatischer Mantel, beide komprimierbar, feste elastische komprimierbare Schale, gibt viel zu große p_t . — Fall V: elastisch fester Kern und fester komprimierbarer Mantel, gibt auch unmöglich große p_t .

**) Dies verlangen die im Laboratorium gemessenen Druck- und Zugfestigkeiten.

hebblich verschieden in Nordamerika und Australien. Bei der Extrapolation der Gradienten von 2 km auf 40 km ist die Radioaktivität und deren Änderung mit der Tiefe zu berücksichtigen (Verfasser, H. Jeffreys). Nach den neuesten Berechnungen von L. H. Adams (als Sial-Sima-Mittelwert der thermischen Eigenschaften, aber mit zu kleiner Abnahme a und unter Vernachlässigung der experimentell festgestellten Abnahme von K mit T) ergibt sich die Temperatur T_r (Tabelle). T ist zur Vergleichung ohne Berücksichtigung der Radioaktivität usw. gerechnet.

km	T_r	T
50	850	1500
100	1200	3000

In der festen Kruste sind meines Erachtens für 50 km etwa 1100°, für 70 km etwa 1400° in Europa anzusetzen. Der Fehler kann aber ± 30 Proz. betragen.

§ 5. Zur weiteren Erörterung sind einige von den Petrographen in der Natur und experimentell im Laboratorium ermittelte Tatsachen heranzuziehen: 1. Als eine feststehende Differentiationsursache bei der Erstarrung muß das Absinken der zuerst ausgeschiedenen schweren Kristalle in das tiefere heißere Magma betrachtet werden. Das abdifferentiierte Magma schwimmt auf dem basischen und erstarrt, sich an der vorhandenen festen Kruste ansetzend*). Diese Differentiation hat Jeffreys bei seinen Voraussetzungen noch nicht berücksichtigt. Danach ist die Kruste saurer und somit weniger dicht als das Magma (Schwinner). Ob das aus gaserfülltem Magma auskristallisierende saure Gestein nebst dem zurückbleibenden Magma, in das die schwersten Kristalle versinken, ein größeres oder geringeres Volumen als das ursprüngliche einheitliche Magma hat, ist weder für Laboratoriumsbedingungen noch für die Tiefe bis jetzt zu ermitteln. 2. Noch nicht in Frage kommt hier die petrographische Einteilung in atlantische (Schelf) (Na, K, Ca), pazifische (orogene Geosynklinale, Na, K) und mediterrane (K) Magmen, da sich bis jetzt weder örtlich noch zeitlich ausgedehnte scharfe Trennungen der betreffenden Intrusionen ergeben haben. Auch eine gesetzmäßige Änderung der Zusammensetzung der Erdkruste eines Gebiets mit der Tiefe ist bis in etwa 10 km nicht festgestellt. 3. Unbekannt ist die Änderung der Differentiations- und Erstarrungstemperaturen durch Druck in einem, wenn auch schwach (0.5 bis 1 Proz.) H_2O enthaltenden Magma. Die Schmelzpunkterhöhung eines trockenen Gesteins dürfte nach den vorhandenen Laboratoriumsdaten für den oben erwähnten Druck von 14 000 Atm. etwa 50 bis 100°, für 30 000 Atm. etwa 100 bis 150° betragen.

Unter Berücksichtigung aller vorerwähnten Daten dürfte die Grenze glasflüssig-kristallisiert irgendwo zwischen 50 km und 100 km erreicht sein, entsprechend der Anschauung von Daly. — Das vom Sial scharf getrennte Sima,

*) Ganz saures Magma kann weiter abdifferentiierten und in Nestern flüssig bleiben, denn die Granite haben (J. H. L. Vogt) die niedrigste Erstarrungstemperatur, etwa 1000°.

wie es die Seismik ergibt (Grenzfläche 3), läßt sich nur durch Differentiation bei teilweiser Erstarrung und Auskristallisation aus flüssigem Magma erklären. Auch das Alter der Grenzstoffe spricht für letzteres (v. Hevesy). — Hierbei könnte etwas Sial noch halbfüssig auf dem Sima schwimmen, die Grenzzone festflüssig (K M) etwas höher als 3 liegen. Für die Erdbebenherde könnte auch noch die Zone stärkerer Plastizität im festen Sial in Frage kommen.

§ 6. Das Bild läßt sich aber genauer skizzieren auf Grund der neueren seismischen Beobachtungen und Schlüsse von Conrad - Gutenberg - Jeffreys - A. und St. Mohorovičić; die Ergebnisse beruhen vor allem auf den Longitudinalwellen: P (5.5 km/sec) P^x (6.2) P (7.9), und zwar anscheinend übereinstimmend in Mitteleuropa und Japan bei nicht zu großen Abständen. Sowohl

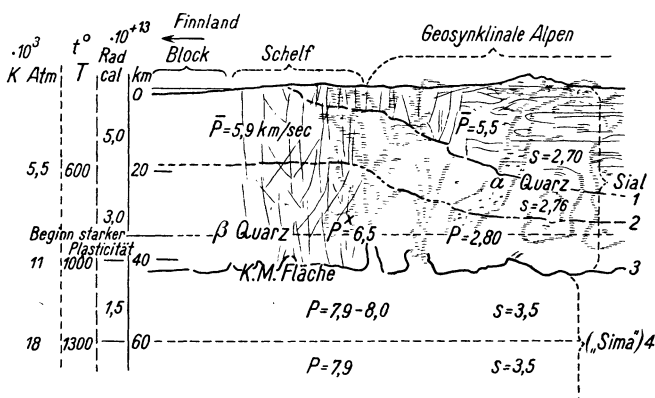


Fig. 1.

die Grenzfläche 3 wie 4 (s. Fig. 1) könnte der unscharfen Erstarrungsfläche entsprechen. Die Differentiation würde eher für 3 sprechen. Die früher erwähnten Tatsachen lassen beide Möglichkeiten zu.

Aus den seismischen Beobachtungen hat sich noch die wichtige Tatsache ergeben, daß bei den mit zuverlässigen Methoden, auch in den neuerdings von Inglada bearbeiteten Fällen die Tiefe von Herdpunkten und -linien zwischen 25 und 50 km liegt, auch in Japan 26 bis 40 km *).

Es liegt daher nahe, anzunehmen, daß irgendeine Unstetigkeitszone, an der sich diese Vorgänge abspielen, in der Nähe der Herdtiefe liegt, die Erstarrungszone oder die Plastizitätszone.

Unter dem Pazifik fehlt das Sial (Angenheister) oder ist sehr dünn. Man hat dies durch Mondablösung (Osm. Fisher, Pickering) erklären wollen,

*) Nur in einigen Fällen wäre nach Wadati und Isikawa die Tiefe 300 bis 400 km, vielleicht könnte aber eine vertikale Herdlinie oder ein Doppelstoß oder ein in der Tiefe induziertes Erdbeben die Berechnung erschwert haben. Herdtiefen zwischen 60 und 300 km wurden nicht gefunden.

aber der Mond hat Simadichte. Die Ablösung ist nach C. G. Darwin in viel früherer Zeit erfolgt. Die bisher besprochenen Tatsachen können unter Anlehnung an ein neuerdings von B. Gutenberg entworfenes Bild etwa wie auf Fig. 1 dargestellt werden*). Manche Schwierigkeiten lassen sich aber noch nicht beseitigen. Die eine Schwierigkeit ist die: geologische Gründe (siehe § 2) fordern, allerdings vielleicht nur scheinbar, eine stellenweise erhebliche Festigkeit der ganzen Kruste, die bei den Laboratoriumsversuchen in dieser Weise nicht gefunden wird. Die zweite Schwierigkeit ist: der Mechanismus der großen Zusammenschübe z. B. in den Alpen S-N, ist noch nicht einmal geometrisch-geologisch vorstellbar, weil Lücken in der Erdkruste oder eine Gesamtkontraktion bisher nicht nachweisbar sind. Etwas erleichtert wird das Verständnis für letzteres durch eine Zusammenfassung von H. Stille, die Rolle der Intrusionsmassen ist dabei noch nicht berücksichtigt. — Die Frage nach den Ursachen der tektonischen Bewegungen (Kontraktion, Dilatation, Unterströmungen) ist noch nicht geklärt.

§ 7. Die Schweremessungen mit Pendel bestätigen verschiedene Züge des Bildes, insbesondere den Unterschied Geosynklinale-Schelf.

Die Schweremessungen in Mitteleuropa kann man noch von einem anderen Standpunkt als von dem der Isostasie betrachten. Verwendet man hierfür (Kossmat) die für Drehwaagemessungen von Eötvös angegebenen Differenzisogammen**) gegen Normal, so kann man die ungefähre Mittelpunktstiefe der Störungen bestimmen, z. B. nach der von M. Born gezeichneten Karte (Verf.). Wenn auch natürlich die unbekannte Form der Einlagerungen von Einfluß ist, so kann sie doch nicht im allgemeinen den Einfluß der Mittelpunktstiefe der Störungen auf den Isogammenabstand verwischen, wobei auch auf eingehendere Berechnungen von R. Schwinner hingewiesen sei.

Die obere Grenzfläche ist nicht scharf. Die Mittelpunktstiefe der meisten Störungen ist größer als 10 km und kleiner als 30 km; manche Störungen reichen bis zu 40 bis 70 km hinab. Diese Zahlen weisen vor allem auf die Zulässigkeit der Hypothese von Pratt; nur wird man keine Dichteänderungen durch Druck annehmen, sondern die Unterschiede eher auf die Verteilung leichter und schwerer Gesteine und den verschiedenen Gasgehalt des Magma in der Kruste zurückführen. Horste können oben schwerer als die Umgebung sein, trotzdem sie infolge Erosion sich heben. Es würde zu weit führen, auf diese Fragen einzugehen. Die Annahme vollkommener Isostasie kann danach nicht überall aufrecht erhalten werden; letzteres ist schon auf andere Weise von Kohl-

*) Zur Erklärung der Grenzfläche 2 hat Daly den Übergang von α - in dichteren β -Quarz der Gesteine herangezogen. Dann müßte aber 2 ungefähr überall gleich tief liegen. Auch bringt die bekannte Druckabhängigkeit der Umwandlung Schwierigkeiten.

**) Hierbei sind meines Erachtens die drei Korrekturen für Relief, nach Jaye, nach Bouguer anzubringen; es bleibt ein kleiner Fehler, weil die Luftkorrektur für die Störung unbekannt ist,

schütter und von Ansel gefolgert worden. — Aus den Kräuselungen der Differenzisogrammen ist bei dichtem Messungsnetz von Pendel oder Drehwaage mit Hilfe der Statistik die Tiefenlage einer im wesentlichen ebenen horizontalen Grenzfläche festzustellen, die sich sonst der Wahrnehmung entziehen würde. Die Wirkung von beliebigen im Verhältnis zur Tiefe kleinen Einbuchtungen oder Hervorragungen sind je nach ihrem Dimensionsverhältnis mit Hilfe der Formeln für Kugel, Zylinder oder dünne Platte zu ermitteln. Das gilt auch für beliebige Lagen der Hauptgrenzfläche und konnte angenähert größenordnungsmäßig an Eötvös' Beobachtungen am Karpathenrand (Erosionsrinnen in der schrägen Grundfläche unter dem Alluvium) nachgeprüft werden.

Die vielen, oft schwierigen theoretischen Untersuchungen, insbesondere über Isostasie, stützen sich alle auf ein relativ spärliches Beobachtungsmaterial. Die in den letzten Jahren einsetzende erfolgreiche Tätigkeit zur Verbesserung und Vereinfachung der experimentellen Methode wird verbreiterte Grundlagen schaffen. Wieweit die ungefähre Gleichheit der unkorrigierten Schwerkraft in Meereshöhe über Kontinenten und Ozeanen einen Zug zu dem Bild der Dichteunterschiede beiträgt, ist ungewiß. Hopfner führt die Differenzen des korrig. g größtenteils auf die Lotdifferenz von Niveausphäroid und Geoid zurück. Doch muß eine Ursache und ein Dichteüberschuß in der Tiefe unter dem Pazifik bleiben; dieser und das Relief der Ozeanböden zeigt, daß ein Teil des Pazifik dauernd tief lag. Man könnte ein permanentes Sinken im Pazifik auf Grund der Schweremessungen annehmen, umgekehrt wie für die kontinentalen Schilde. Während letztere zuerst (zufällig, d. h. aus unbekannten Ursachen) leichter waren und blieben und infolge Erosion immer weiter auftauchten, sind die ozeanische Schilde infolge stetiger Sedimentation immer schwerer geworden und haben sich tiefer in das Magma gesenkt, wobei sie auch vielfach zerbrachen; basisches Magma quoll von unten empor und verstärkte dort die Wirkung der Sedimentation. Hebung und Senkung verlangsamten sich.

Bis jetzt führen die Schweremessungen mit Pendel vor allem zur Kenntnis der regionalen Anomalien, die Beobachtungen mit Eötvös Drehwaage geben die lokalen Anomalien, die für die angewandte Geophysik wichtig sind. Über die Gestalt und Ausdehnung von Intrusivmassen hat man noch wenig Auskunft erhalten. Die an sich nicht zu schwierige Bestimmung der Schwerkraftänderung in der Normalen könnte bei Registrierung in größeren Ozeantiefen schärferen Aufschluß über die wechselnde Grenzfläche Sial—Sima geben.

§ 8. Die magnetischen Messungen tragen auch zur Entzifferung des Erdkrustenbildes bei. Die große krustale, von A. Nippoldt abgebildete eurasiatische Anomalie entzieht sich einer Erklärung, bis über ihre etwaige zeitliche Wanderung entschieden ist.

Für das geophysikalische Bild von großer Bedeutung wäre die neuerdings von Ad. Schmidt hervorgehobene Erklärungsmöglichkeit der Säkularvariation durch Drehung einer dicken Erdschale gegen den Erdkern in 480 Jahren. Eine

Schwierigkeit neben der Theorie der Polhöhenchwankung bildet dabei das Zusammenwirken von induziertem und remanentem Magnetismus in vielen Gegenden und einige große, mit letzteren zusammenhängende negative Anomalien. Nach Einsteins Theorie, wonach das erdmagnetische Feld durch die mechanische Rotation der Erdmasse bedingt ist, sind die früher als möglich erachteten völligen Umkehrungen der Inklination ausgeschlossen, sofern nicht eine äußerst unwahrscheinliche Beweglichkeit der Kruste angenommen würde. Die Anomalien, die durch Induktion und normale Remanenz verursacht sind, geben einigen Aufschluß über Form und Tiefenlage der Intrusivmassen. Bekanntlich hat man früher angenommen, daß die Tiefengesteine in große Tiefen reichen. Bei mehreren Granitmassiven in Europa hat Cloos flache lakkolithische Gestalt*), bei anderen hat Bubnoff die Form schief liegender Bretter wahrscheinlich machen können. Die magnetischen Karten, z. B. von Göllnitz, Hausmann, Nippoldt und Schering, geben für einige größere sogenannte Tiefengesteinsmassive Mittelpunktstiefen von 2 bis 10 km. Dagegen müssen manche Massive, die an der Oberfläche nur Ergußgesteine zeigen, doch in der Tiefe sehr mächtig sein, in der Auvergne 10 bis 20 km. Breite Zufuhrkanäle basischer Gesteine lassen sich z. B. in Hessen magnetisch erkennen. Bis in diese Tiefen reicht das Sial also sicher. Die Statistik der Kräuselungen (mit Bildmethode und geeigneten Funktionen) ist auch hier zur Bestimmung der Tiefe von Grenzflächen anwendbar.

Das elektromagnetische Feld und dessen charakteristische Konstanten ϵ , σ , μ der Erdkruste sind teilweise bekannt, die elektrische Leitfähigkeit σ am wenigsten. Aus dem magnetischen Feld des in der Erde durch zeitliche Variation des äußeren erdmagnetischen Feldes induzierten Stromes läßt sich die Leitfähigkeit im ganzen angenähert berechnen (Lamb, Chapman und Whitehead). Wird angenommen, daß die Erde bis in 300 km nicht mehr leitet, so ist der Widerstand des Erdinnern 3000 Ohm. Tatsächlich ist aber die Erde mindestens in drei Schichten verschiedenen Widerstandes zu zerlegen: eine Schale reicht von 5 bis 200 m wechselnd, mit etwa 14^4 Ohm pro Kubikzentimeter; von da ab eine zweite bis in 10 km(?) mit $5 \cdot 10^6$, eine dritte mit fallendem Widerstand bis zur Mitte. Direkte Induktionsmessungen können vielleicht einigen Aufschluß bringen.

*) R. T. Chamberlin hat modellmäßig richtig die seitliche Ausbreitung von Intrusivmassen mit Paraffin nachgeahmt.