

chez les Animaux inférieurs, une fonction d'orientation axiale dans le comportement phototropique. Il n'est pas douteux qu'il y ait eu un progrès dans le passage de l'un à l'autre de ces deux modes de photoréception, progrès marqué par une meilleure utilisation de l'énergie solaire: en effet, les rayons solaires qui transportent le plus d'énergie ont des longueurs d'onde voisines de  $650 \text{ m}\mu$  (lumière solaire directe) et de  $450 \text{ m}\mu$  (lumière diffusée par le ciel bleu); le progrès de la photoréception a consisté dans un déplacement du maximum de sensibilité des récepteurs, de la région ultra-violette à la région moyenne du spectre visible, laquelle est encadrée par les radiations groupées autour des  $\lambda 650$  et  $450 \text{ m}\mu$  (fig. 9).

Du point de vue de la biologie générale, il nous paraît intéressant de souligner quelques caractères de cette évolution (en dehors du caractère adaptatif déjà signalé):

1<sup>o</sup> Il est manifeste qu'elle ne s'est pas faite d'une manière continue. Au moment où la sensibilité de type visuel est née, les substances photosensibles qui la caractérisent ont déplacé brusquement et considérablement vers la région moyenne du spectre visible le maximum d'absorption de la lumière.

2<sup>o</sup> Ces substances photosensibles spéciales ne se sont pas distribuées n'importe où dans l'organisme, mais elles se sont concentrées en des points déterminés (pointe de la coléoptile, ocelle céphalique, etc.) qui jouent un rôle particulièrement important dans l'orientation à la lumière. Autrement dit, non seulement il y a eu apparition brusque de propriétés nouvelles, mais apparition simultanée de propriétés complémentaires, morphologiques et physiologiques.

3<sup>o</sup> Cette évolution s'est produite parallèlement dans le règne animal et dans le règne végétal et a abouti à des résultats que l'on jugera presque identiques si l'on se borne à les considérer sous leurs aspects fondamentaux, tels qu'ils apparaissent dans les réactions phototropiques.

C'est pourquoi nous tenons à insister, en terminant, sur l'hypothèse géniale de l'identité foncière du phototropisme animal et du phototropisme végétal, soutenue par J. LOEB dès 1890 dans son ouvrage: *Der Heliotropismus der Thiere und seine Übereinstimmung mit dem Heliotropismus der Pflanzen*. Nous voyons aujourd'hui que cette identité repose principalement sur l'existence d'une fonction sensori-motrice primitive, la photokinèse positive, liée au protoplasme même, qui polarise les organismes et les porte vers la lumière; secondairement, sur l'existence de dispositifs d'orientation plus perfectionnés, assez analogues morphologiquement de part et d'autre et utilisant à peu près les mêmes substances photosensibles.

#### Zusammenfassung

Der tierische Phototropismus hängt bekanntlich weitgehend von der Wellenlänge des beeinflussenden Lichts ab. Wie der Verfasser nachweist, sind vier Haupttypen der Wirksamkeitskurven monochromatischer Strahlen zu unterscheiden. Diese zeigen, daß es zwei grundsätzlich verschiedene Arten der Lichtrezeption bei Tieren gibt: 1. die «visuelle» Photorezeption und 2. die «dermatoptische» Photorezeption. Die erstere ist auf Photorezeptoren zurückzuführen, die spezielle Substanzen mit einer maximalen Absorption zwischen etwa 500 und  $550 \text{ m}\mu$  besitzen (Beispiel: Sehpurpur). Die letztere beruht auf der Lichtempfindlichkeit des undifferenzierten und farblosen Protoplasmas, das vor allem auf die ultravioletten Strahlen von etwa  $360 \text{ m}\mu$  reagiert. Die «visuelle» Photorezeption kommt hauptsächlich für die genaue phototropische Orientierung in Betracht. Die «dermatoptische» Lichtrezeption ist vor allem für die «positive Photokinesis», d.h. für die lokomotorischen Bewegungen nach dem Licht bestimmend. — Bei den Pflanzen gibt es, nach neuen Arbeiten, ebenfalls zwei Arten der Photorezeption: Lichtrezeption durch lokalisierte mit  $\beta$ -Carotin beladene Rezeptoren, und ferner eine Photorezeption des farblosen Protoplasmas bei Pflanzen. Der Verfasser erörtert den möglichen Fortschritt in der Entwicklung der Photorezeption: von der primitiven photosensoriellen Funktion des Protoplasmas (bei Pflanze und Tier) bis zur Sehfunktion der Tiere und bis zur besonderen Orientierungsfunktion der mit Carotin versehenen Organe der Pflanzen.

## Die modernen Methoden und Ergebnisse der Geophysik

Von A. PREY<sup>1</sup>, Wien

Die Aufgabe der Geophysik besteht darin, die physikalischen Eigenschaften der Erde, wie z.B. ihre Dichte, Temperatur, Elastizität, Viskosität, aus jenen Größen zu bestimmen, die wir an der Erdoberfläche oder in der Nähe derselben als Ausfluß von ihren inneren Eigenschaften beobachten können, mit anderen Worten, die Eigenschaften des Stoffes, aus welchem die Erde besteht, festzustellen, auf Grund deren wir die Erscheinun-

nungen, die wir an der Erdoberfläche beobachten, erklären. Dabei wollen wir zunächst festsetzen, daß die Erde möglichst einfach aufgebaut ist und daß ihre Massen konzentrisch geschichtet sind. Erst später wollen wir daran gehen, soweit es möglich ist, Einzelheiten über den Bau der Erde abzuleiten.

Die erste Erscheinung, die wir an der Erdoberfläche beobachten und die ihren Grund in den Verhältnissen in der Tiefe der Erde haben, ist ihre Figur, dann die Schwereerscheinungen, aber auch die Fortpflanzungs-

<sup>1</sup> Universität Wien.

geschwindigkeit der Erdbebenwellen, welche ihren Weg durch den Erdkörper nehmen, die Erscheinung der Gezeiten, die Bewegungen, die wir am Horizontalpendel beobachten usw.

Die Bestimmung der Abplattung aus Gradmessungen ist eine rein geometrische Angelegenheit der Geodäsie, die zu ihrer Durchführung gar keine Voraussetzung über die Konstitution der Erde nötig hat. Sie gehört also nur indirekt zur Geophysik und soll deswegen in diesem Aufsatz nicht behandelt werden. Wichtig ist für die Geophysik nur das Ergebnis, daß die Abplattung einen Wert hat, der uns berechtigt, die Erde wie eine Flüssigkeit zu behandeln.

#### *Bestimmung der Abplattung aus Schweremessungen*

Wenn wir zunächst bei der Näherung einer einfachen rotationssymmetrischen Fläche bleiben, gelingt die Bestimmung der Abplattung auf Grund des CLAIRAUTSchen Theorems. Die Möglichkeit, die Abplattung der Erde aus Schwerebeobachtungen zu bestimmen, beruht auf der Potentialtheorie und speziell auf den GREENSchen Sätzen<sup>1</sup>. Potential ist ein physikalischer Begriff und bedeutet einen mathematischen Ausdruck, der, nach einer der darin enthaltenen Koordinaten differenziert, die in die Richtung dieser Koordinate fallende Kraft liefert. Er hat die Eigenschaft, daß die Kraft in jedem der Punkte auf der durch das Potential dargestellten Fläche senkrecht steht. Es gibt also keine Komponente, die in die Fläche selbst fällt; daher kann auch die freie Oberfläche einer Flüssigkeit nur mit einer solchen Potential- oder Niveaufläche zusammenfallen. Wir können daher auch sagen, die Kraft ist die Änderung des Potentials in irgendeiner Richtung, oder die Kraft ist identisch mit dem Potentialgefälle. Eine Fläche, die alle Punkte gleichen Potentials enthält, wird als Potentialfläche oder Niveaufläche bezeichnet. Die Sätze von GREEN (speziell der zweite kommt für uns in Betracht) sagen aus: Ist eine Fläche  $S$  gegeben, welche alle in diesem Raum enthaltenen Massen einschließt, und ist für alle Punkte dieser Fläche der Wert der Kraft gegeben, das ist also die Änderung des Potentials in der Richtung der Normalen, so läßt sich aus diesen Größen der Verlauf des Potentials im ganzen äußeren Raum und daher auf sämtlichen Niveauflächen berechnen. Setzen wir

$$\begin{aligned} a &= \frac{\omega^2 a^3}{2 k^2 M} + \frac{3(C - A)}{2 a^2 M}, \\ b &= \frac{2 \omega^2 a^3}{L^2 M} - \frac{3(C - A)}{2 a^2 M}, \end{aligned} \quad (1)$$

wo  $a$  den Erdradius,  $M$  die Erdmasse,  $k$  die Gravitationskonstante,  $C$  das Trägheitsmoment der Erde bei der Rotation um die Polarachse,  $A$  dagegen bei der Rotation um einen Äquator durchmesser bedeutet und

$\omega$  die Rotationsgeschwindigkeit der Erde ist, so lautet das CLAIRAUTSche Theorem

$$a + b = \frac{5}{2} c. \quad (2)$$

Die beiden Größen  $a$  und  $b$  werden also von der inneren Schichtung der Erde, die in  $C$  und  $A$  steckt, in gleicher, aber entgegengesetzter Weise beeinflußt, und aus  $a + b$  fällt sie also heraus. Was die Bedeutung der einzelnen Größen betrifft, so ergibt sich aus der Theorie für den Radiusvektor  $r = a(1 - a \sin^2 \varphi)$  und für die Schwere  $g = g_0(1 + b \sin^2 \varphi)$ , wo  $g$  die Schwere im Äquator und  $a$  die Abplattung ist. Denn es ist

$$\begin{aligned} r_{90} &= a(1 - a) = c, \\ r_0 &= a, \\ \text{also } a &= \frac{a - c}{a}. \end{aligned} \quad (3)$$

Dagegen charakterisiert  $b$  die Änderung der Schwere vom Pol zum Äquator, denn es ist

$$\begin{aligned} \text{für den Pol } g_{90} &= g_a(1 + b), \quad b = \frac{g_{90} - g_a}{g_a}, \\ \text{für den Äquator } g_0 &= g_a, \end{aligned} \quad (4)$$

$c$  können wir in der Form schreiben:

$$\frac{\omega^2 a}{k^2 M} = \frac{\omega^2 a}{g} = \frac{\text{Fliehkrat am Äquator}}{\text{Schwere}}, \quad (5)$$

eine sehr wichtige Größe, die in den Untersuchungen über den Bau der Erde eine große Rolle spielt, aber als hinlänglich bekannt gelten kann. Wir sehen also, daß in (2) lauter Größen vorkommen, die an der Oberfläche beobachtet werden können. Darin liegt die Auswirkung des GREENSchen Satzes. Das CLAIRAUTSche Theorem gilt für Rotationskörper von naher Kugelform; über die Massenlagerung im Innern ist keine Voraussetzung gemacht, als daß sie rotationssymmetrisch sein muß.

#### *Bestimmung der mittleren Dichte der Erde*

Aus den Schwerebestimmungen erhält man als erste Größe für die Erde ihre mittlere Dichte. Bezeichnen wir diese mit  $\vartheta_m$ , so ist

$$M = \frac{4\pi}{3} \vartheta_m a^2 c = \frac{4\pi}{3} \vartheta_m a^3 (1 - a). \quad (6)$$

Die Größe  $a$  erhält man aus den Gradmessungen, die Größen  $g$  und  $b$  findet man aus den Schwerebeobachtungen. Es ist dann in der obigen Gleichung nur noch eine Unbekannte, nämlich  $k^2 M$ . Die Größe  $M$ , die Masse der Erde, kann nur aus genauen astronomischen Rechnungen (Störungsrechnungen) bestimmt werden. So erkennt man, daß die Bestimmung der mittleren Dichte eigentlich auf die Bestimmung der Gravitationskonstante hinausläuft. Dazu stehen nun verschiedene Methoden zur Verfügung:

<sup>1</sup> F. TISSERAND, Mécanique céleste (1891), t. II., Ch. 3 – R. HELMERT, Die math. u. physik. Theorien (1884), Bd. 2, Kap. 1.

1. MASKELYNE<sup>1</sup> beobachtet die Ablenkung des Lotes durch isolierte Berge, also Massen, die einfach berechnet werden können. Er verwendet den 3561 Fuß hohen Berg Sheallian in Schottland; PRESTON<sup>2</sup> verwendet die Vulkankegel Haleakala und Mauna Kea auf den Hawaii-Inseln.

2. CAVENDISH<sup>3</sup> verwendet die Drehwaage,

3. JOLLY, POYNTING, RICHARZ und KRIGAR-MENZEL<sup>4</sup> verwenden die gewöhnliche Waage,

4. WILSING<sup>5</sup> das gewöhnliche Pendel und

5. AIRY, STERNECK<sup>6</sup> die Beobachtungen in Bergwerken.

Als Durchschnitt aus allen diesen Untersuchungen nimmt man heute 5,52<sup>7</sup>.

Die zweite Größe, die sich mit Hilfe des CLAIRAUT-schen Theorems bestimmen läßt, ist die Dichtezunahme gegen das Innere. Die Möglichkeit dieser Bestimmung haben wir schon auf S. 89 erörtert, wo sich ergeben hat, daß die Fliehkraft und damit die Abplattung von der Massenverteilung abhängig ist. Es ist klar, daß sich die größtmögliche Abplattung für eine homogene Erde ergeben muß, denn den Fall, daß die Massendichte nach außen zunimmt, müssen wir aus physikalischen Gründen ganz ablehnen.

Bezeichnen wir die Komponenten der Anziehung auf einen Punkt mit den Koordinaten  $x, y, z$  auf der Oberfläche der Erde mit  $P_x, Q_y, R_z$  und die Rotationsgeschwindigkeit mit  $\omega$ , so lautet die Gleichgewichtsbedingung

$$(P - \omega^2) a^2 = (Q - \omega^2) b^2 = R c^2.$$

Nehmen wir ferner von vornherein an, daß die Erde ein Rotationsellipsoid ist, so ist  $a = b$  und  $P = Q$ . Wir setzen ferner  $\lambda^2 = \frac{a^2 - b^2}{c^2}$  und begnügen uns mit Größen von der Ordnung  $\lambda^2$ , einer Größe, die sich von der Abplattung nur um Größen zweiter Ordnung unterscheidet, so wird

$$\begin{aligned} P &= \frac{4\pi k' \vartheta_m}{3} \left(1 - \frac{\lambda^2}{5}\right) \\ R &= \frac{4\pi k' \vartheta_m}{3} \left(1 + \frac{2\lambda^2}{5}\right), \end{aligned} \quad (8)$$

dann ist die Bedingungsgleichung für das Gleichgewicht

<sup>1</sup> M. MASKELYNE, Phil. Trans. (1775).

<sup>2</sup> E. D. PRESTON, Phil. Soc. Wash. Bulletin, vol. XII.

<sup>3</sup> H. CAVENDISH, Phil. Trans. (1798). — REICH, FREIBERG, ib. (1838). — BAILY, Mem. of astronom. Soc. 14 (1843). — A. CORNU und I. B. BAILE, C. r. 76. — C. BRAUN, Denkschriften der Akad. Wiss. Wien 64 (1847). — C. V. BOYS, Phil. Trans. Ser. A, 186. — R. v. EÖRÖVÖS, Wiedemanns Ann. Physik 59.

<sup>4</sup> PH. JOLLY, Wiedemanns Ann. Physik 5 und 14. — J. H. POYNTING, Phil. Trans., Ser. A 182. — F. RICHARZ und O. KRIGAR-MENZEL, Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. 48 (1896).

<sup>5</sup> J. WILSING, Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. (1885) und (1887).

<sup>6</sup> G. AIRY, Phil. Trans. (1856). — R. v. STERNECK, Mitt. militär-geograph. Inst. Wien 2 (1882), 3 (1883) und 6 (1886).

<sup>7</sup> W. TRABERT, Lehrbuch der kosmischen Physik (1911), p. 264.

$$\begin{aligned} \left[ \frac{4\pi k^2 \vartheta_m}{3} \left(1 - \frac{\lambda^2}{5}\right) - \omega^2 \right] (1 + \lambda^2) \\ = \left[ \frac{4\pi k^2 \vartheta_m}{3} \left(1 + \frac{2\lambda^2}{5}\right) \right], \end{aligned} \quad (9)$$

oder immer mit der gleichen Genauigkeit

$$\frac{2\lambda^2}{5} = \frac{3\omega^2}{4\pi k^2 \vartheta_m}. \quad (10)$$

Die Schwere ist gegeben durch

$$g = \frac{k^2 M}{r^2} = \frac{4\pi k^2 \vartheta_m}{3} c,$$

$$\text{oder } 4\pi k^2 = \frac{g}{c} \cdot \frac{3}{\vartheta_m}.$$

Es wird also

$$\frac{2\lambda^2}{5} = \frac{\omega^2 c}{g},$$

das ist nichts anderes als die oben mit  $c$  bezeichnete Größe, das Verhältnis der Fliehkraft zur Schwere =

1/289, also  $\lambda^2 = \frac{5c}{2}$ . Es ist also

$$a = \frac{a \cdot c}{a} = \frac{c \sqrt{1 + \lambda^2 - c}}{c \sqrt{1 + \lambda^2}} = \frac{\lambda^2}{2}$$

und daher auch

$$a = \frac{5c}{4} = \frac{5}{4} \cdot \frac{1}{289} = \frac{1}{232}. \quad (11)$$

1/232 ist der Wert der Abplattung für die homogene Erde. Es gibt also keine Massenverteilung mit gegen das Innere zunehmender Dichte, die auf eine größere Abplattung führt als 1/232. Der entgegengesetzte Grenzfall ist der, daß die gesamte Masse im Zentrum vereinigt ist; es ist dann die Anziehung dieselbe wie bei punktförmiger Masse.

$$P_x = \frac{k^2 M}{r^2} \cdot \frac{x}{r}, \quad Q_y = \frac{k^2 M}{r^2} \cdot \frac{y}{r}, \quad R_z = \frac{k^2 M}{r^2} \cdot \frac{z}{r} \quad (12)$$

und die Gleichgewichtsbedingung lautet

$$a^2 (P - \omega^2) = c^2 R \text{ oder } (1 + \lambda^2) \left( \frac{k^2 M}{r^2} - \omega^2 \right) = \frac{k^2 M}{r^3}.$$

$$\text{Dies führt auf } \lambda^2 = \frac{\omega^2 a^3}{k^2 M} = c \text{ und } a = c = \frac{1}{578}. \quad (13)$$

Es ist also 1/578. In der Tat ergeben die Beobachtungen den Wert 1/300, der dieser Ungleichung Genüge leistet. Wir müssen also versuchen, ein Gesetz der Dichtezunahme zu finden, für welches die Abplattung den beobachteten Wert 1/300 gibt. Dazu muß noch eine Anzahl von Bedingungen erfüllt sein.

1. Das hydrostatische Gleichgewicht. Wir können uns über die Dichtezunahme im Erdinnern verschiedene Vorstellungen machen; wir können annehmen, daß die Dichte kontinuierlich zunimmt, oder auch daß die Zunahme sprunghaft erfolgt, in jedem Falle wird aber im Innern überall das hydrostatische Gleichgewicht herrschen; es müssen also bei kontinuierlicher Zunahme überall die Niveauflächen mit den Flächen

gleicher Dichte zusammenfallen. Bei sprunghafter Zunahme muß dasselbe für die Grenzflächen gelten. Es muß also die Bedingung (9) für innen und für die Grenzflächen bei derselben Rotationsgeschwindigkeit erfüllt sein.

Gehen wir zunächst von kontinuierlicher Dichtezunahme aus, so müssen wir  $\vartheta$ , die Dichte, als Funktion von  $c$  voraussetzen, wo  $c$  den Radius der Schichten repräsentiert, ebenso auch  $k = \frac{a-c}{c}$  als Funktion von  $c$ ; so gilt hiefür die sogenannte CLAIRAUTSCHE Differentialgleichung (16), deren Integration  $k$  als Funktion von  $c$  ergibt, d. h. die Änderung der Abplattung der Schichten mit der Entfernung von der Mitte. Weitere Bedingungen, die durch Wahl der Integrationskonstanten erfüllt werden müssen, sind<sup>1</sup>:

2. Es muß die mittlere Dichte der Erde  $\vartheta_m = 5,52$  herauskommen.

3. Für die Dichte an der Erdoberfläche nimmt man meistens den Wert 2,7. Bei sprungweiser Dichteänderung tritt an die Stelle der Oberflächendichte die Dichte des Mantels, die natürlich größer genommen werden muß. Am besten scheint der Wert  $\vartheta = 3,4$  zu entsprechen.

4. Die Abplattung der Erdoberfläche muß einen Wert von etwa 1/300 erhalten.

5. Die Änderung der Schwere vom Pol bis zum Äquator muß ebenfalls den Beobachtungen entsprechen. Dazu werden am besten die Gleichungen (1) und (2) verwendet, und diese geben

$$\frac{C-A}{M} = \frac{2}{3} a^2 \left( K_0 - \frac{c}{2} \right). \quad (15)$$

6. Gewisse von der Abplattung der Erde abhängige Glieder in der Mondbewegung müssen richtig herauskommen.

7. Die Präzession muß ebenfalls mit dem richtigen Werte herauskommen (17). Während die beiden Größen (5) und (6)  $\frac{C-A}{a}$  enthalten, welche direkt mit der Abplattung zusammenhängen, hängt die Präzession von  $\frac{C-A}{C}$  ab. Das ist eine neue Bedingung. Es zeigt sich, daß ein Dichtegesetz, welches auf die richtige Abplattung führt, immer die Mondbewegung richtig wieder gibt, näherungsweise auch die richtige Präzession liefert. Resultate:

a) Kontinuierliche Schichtung. Die einzelnen Versuche, die gemacht wurden um die Dichtezunahme im Innern der Erde zu bestimmen, unterscheiden sich durch die analytische Form, welche für das Dichtegesetz angenommen wurde. Die wichtigsten seien im folgenden zusammengestellt:

LEGENDRE  $\vartheta = g \frac{\sin m c}{c}$  (2),  $g = 4,48$ ,  $m = 145$ ,  $\vartheta_c = 11,34$

ROCHE	$\vartheta = \vartheta_c (1 - kc^2)$ (1), $k = 0,764$ , $\vartheta_c = 10,10$
LIPSCHITZ	$\vartheta = \vartheta_c (1 - kc^3)$ (2), $k = 0,736$ , $\lambda = 2,39$ , $\vartheta_c = 4,453$
HELMERT	$\vartheta = \vartheta_c \left[ 1 + d_1 \left( \frac{c}{c_0} \right)^2 + d_2 \left( \frac{c}{c_0} \right)^4 \right]$ (3), $d_1 = 1,04$ , $d_2 = 0,271$ , $\vartheta_c = 11,3$
ÖKINGHAUS	$\vartheta = \vartheta_c e^{-kx^2}$ (4), $k = 1,707$ bis $1,4$ , $\vartheta_c = 1,378$ bis $10,370$ .

Die Formel von LEGENDRE entspricht dem von LAPLACE aufgestellten Gesetze, nach welchem die Änderung der Dichte mit der Tiefe nur von dem steigenden Druck der darüber lagernden Massen herführt, wobei die Kompressibilität um so kleiner wird, je stärker die Massen schon komprimiert sind. Die Formel von ROCHE ist nur eine Weiterführung des LAPLACESCHEN Gedankens auf Grund eines durch ein quadratisches Glied erweiterten Gesetzes für die Kompressibilität. Man kann auch den Koeffizienten der Kompressibilität herausrechnen und findet ihn in beiden Fällen von der Größenordnung wie bei Quecksilber. HELMERT setzt die Dichte in Form einer Potenzreihe an, während ÖKINGHAUS von der Barometerformel ausgeht. Als Resultat ergibt sich aus allen diesen Untersuchungen, daß die Dichte im Erdmittelpunkt etwa 10–12 sein dürfte.

b) Sprungweise Dichtezunahme. Die Untersuchung über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen hat es wahrscheinlich gemacht, daß die Dichte in der Erde nicht kontinuierlich verläuft, sondern sich sprunghaft ändert. Da man sich auf 2–3 Unstetigkeiten in der Dichte beschränkt, so läßt sich die Aufgabe noch meistern. Zur Annahme einer größeren Anzahl von Schichten fehlt vorläufig noch jeder Anhaltspunkt. Die ersten erfolgreichen Untersuchungen in dieser Hinsicht verdanken wir WIECHERT<sup>5</sup>.

WIECHERT stellt sich die Erde vor bestehend aus einem homogenen Kern, bedeckt mit einer ebenfalls homogenen Rinde von der Dichte 3,0–3,4 und sucht die Dichte des Kerns sowie die Lage der Trennungsfläche zu bestimmen, unter Berücksichtigung der oben zusammengestellten Bedingungen. Als Resultat ergibt sich für die Dichte des Kerns 8,2. Der Kern reicht bis etwa  $\frac{3}{4}$  des Radius. Seine Dichte liegt etwas über der Dichte des Eisens, so daß die Annahme berechtigt erscheint, daß der Kern der Erde aus Eisen besteht, dessen Dichte unter dem großen Druck etwas gesteigert ist.

KLUSSMANN<sup>6</sup> hat diese Untersuchungen weitergeführt, es werden nunmehr drei Schichten verschiedener Dichte angenommen, deren Lage aber durch die Erdbebenbeobachtungen als gegeben betrachtet wird, im Gegensatz zu WIECHERT, der die Lage der Grenzfläche

<sup>1</sup> F. TISSERAND, I. c., p. 241.

<sup>2</sup> R. LIPPSCHITZ, J. reine u. angew. Math. 62 (1861).

<sup>3</sup> R. HELMERT, I. c. p., 487.

<sup>4</sup> E. W. ÖKINGHAUS, Arch. Math. u. Physik, 13 (1895).

<sup>5</sup> E. WIECHERT, Gött. Nachr. (1897).

<sup>6</sup> W. KLUSSMANN, Geol. Beitr., 14 (1915).

erst aus den Beobachtungen berechnet. Die Grenzflächen werden in den Tiefen 1193 km und 2454 km vorausgesetzt. Für die Dichte des Mantels werden verschiedene Annahmen gemacht (3,0, 3,2, 3,4, 3,6), endlich aber 3,4 bevorzugt. Für den Kern ergibt sich als Material: Eisen, Nickel und Kobalt mit einer Dichte von 7,8 bis 8,9, für die Mittelschicht Eisenerz mit einer Dichte von etwa 5,5.

Auf die interessante und in letzter Zeit viel diskutierte Theorie von KUHN und RITTMANN, welche gegen das diskontinuierliche Modell WIECHERTS mit dem Eisenkern aufgestellt worden ist und einen im wesentlichen homogenen Aufbau des Erdinnern verlangt<sup>1</sup>, kann in diesem Zusammenhang nicht eingegangen werden.

#### *Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen*

Eine wesentliche Stütze und Bekräftigung finden diese Untersuchungen, wie wir sehen, in den Ergebnissen der Erdbebenforschung. Die Lehre von den Erdbeben (Seismologie) umfaßt zwei vollständig voneinander verschiedene Wissenschaften, die man auch als Makroseismik und Mikroseismik bezeichnet. Die erste ist eine geologische Wissenschaft und befaßt sich mit jenen Veränderungen im Innern der Erde, welche zur Entstehung von Erdbeben führen (Einsturzbeben, Ausbruchsbeben, tektonische Beben) und den Einfluß dieser Erscheinungen auf die Erdoberfläche, die sich bekanntlich als Katastrophen ungeheuren Ausmaßes (Einstürzen von vielen Gebäuden und Untergang von vielen Tausend Personen) ausdrücken. Für unseren

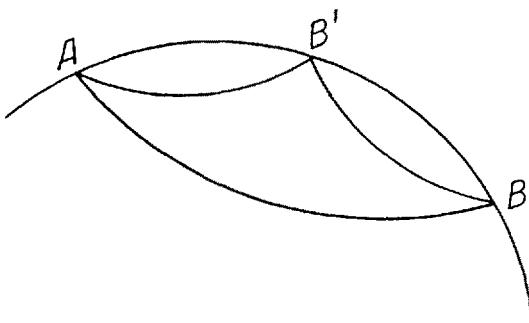


Abb. 1.

Zweck kommt nur der zweite Teil in Frage, der sich mit der Ausbreitung von Schüttbewegungen der Erdkruste, auch von ganz kleinen, kaum mehr gefühlten, befaßt, die aber unsere feinen Instrumente noch in vielen Tausend Kilometer Entfernung vom Ausgangspunkt des Bebens fühlen. Die in den Erdbebenzentren erzeugten Wellen pflanzen sich durch den Erdkörper oder auch an seiner Oberfläche fort und ihr Eintreffen sowie auch die Winkel, unter welchen sie im Endpunkt einlangen, können gemessen werden, und aus diesen Daten können wir dann Schlüsse ziehen über die

Raschheit, mit der sich diese Wellen im Erdkörper fortpflanzen, und daraus können wir wieder auf die Eigenschaften des Gesteins schließen, welches die Welle durchlaufen hat.

Gleich von Anfang an müssen wir zweierlei Wellen in den vom Zentrum ausgehenden Wellen unterscheiden, longitudinale und transversale. Die longitudinalen schwingen in der Richtung der Fortpflanzung, die transversalen senkrecht dazu. Haben wir den einfachen Fall, daß in der Erde keine Dichtesprünge vorkommen,

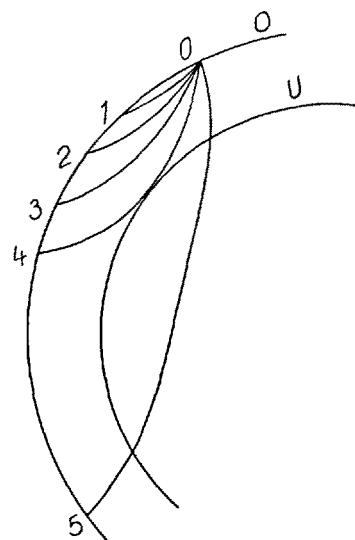


Abb. 2.

dass die Erde also aus Material besteht, dessen Dichte nach einem einfachen Gesetz nach innen zunimmt, so wird die Welle nach den bekannten Gesetzen immer von dem Lot weggebrochen, und der Weg des Wellenstrahles hat die Form, wie sie Abb. 1 zeigt. Von dem Punkt, wo der Wellenstrahl seine tiefste Stelle hat, ist die Form des Weges symmetrisch.

Da die zwei Wellenzüge (der longitudinale und der transversale) verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeit haben, so treffen sie in den Beobachtungsorten zu verschiedenen Zeiten ein. Es gibt aber auch Wellen, die sich längs der Oberfläche fortpflanzen, die den Namen Rayleighwellen führen. Auch diese trennen sich in longitudinale und transversale Wellen. Da aber die Wellen die Eigenschaften besitzen, an Trennungsflächen verschiedener Mittel gebrochen oder reflektiert zu werden, so erreichen die Wellen die Beobachtungsorte auch auf anderen Wegen, indem die Welle in A' den Erdboden erreicht, hier reflektiert wird und dann in A zum zweiten Mal die Erdoberfläche erreicht, ein Vorgang, der sich auch mehrmals wiederholen kann. Wenn aber die Erde schichtweise zusammengesetzt ist, so daß es Trennungsflächen gibt, die deutliche Dichtesprünge bedeuten, so entstehen auch an solchen Stellen neue Wellen und zwar vier verschiedene Gattungen, nämlich reflektierte und gebrochene, longitudinale und transversale Wellen.

<sup>1</sup> W. KUHN, Exper. 2, 391 (1946).

Es sei in Abb. 2 der große Kreis die Erdoberfläche, der kleine Kreis die Trennungsfläche gegen den Mantel. Vom scheinbaren Ausgangspunkt auf der Erdoberfläche (Epizentrum) gehen die Wellenstrahlen je nach der Anfangsrichtung aus und erreichen die Punkte 1, 2 usw. der Oberfläche. Der Strahl  $O_4$  berührt in  $M$  die Mantelkugel und geht von hier symmetrisch bis 4. Der nächste ( $O_5$ ) Strahl muß die Trennungsfläche passieren und wird dabei gebrochen und reflektiert. Dadurch entsteht eine Änderung in der Aufeinanderfolge der Trefferpunkte, die auf der Oberfläche das Vorhanden-

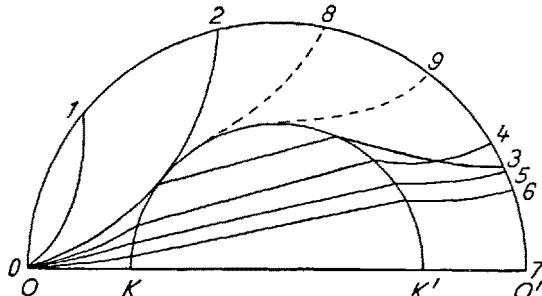


Abb. 3.

sein einer Trennungsfläche erkennen läßt. Da dabei die Trefferpunkte der Oberfläche wieder zurückrichten, so entsteht eine Art Brennpunkt, der natürlich aus der größeren Erdbewegung erkannt wird. Abb. 3 gibt eine Andeutung über die Bahnen der  $P$ -Wellen, die den Weg durch den Erdkörper nehmen. Da nun in dem Seismogramm alle Wellengattungen auftauchen werden, so ist es klar, daß ein solches Seismogramm sehr schwer zu lesen sein wird und daß eine große Übung dazu gehört, die einzelnen Einsätze zu erkennen. Als ein besonders bemerkenswertes Resultat muß erwähnt werden, daß Transversalwellen, welche das Zentrum des Erdkörpers passiert hätten, überhaupt noch nie gefunden wurden. Daraus schließt man, daß die Mitte der Erde einen Aggregatzustand hat, welcher die Fortpflanzung von Transversalwellen nicht erlaubt, d.h. eine sehr geringe Festigkeit besitzt.

Die aus den Eintrittszeiten sehr vieler Erdbeben ausgerechneten Geschwindigkeiten im Erdinnern sind aus Tabelle I zu ersehen. Einen Überblick gibt Abb. 4.

Tabelle I

Geschwindigkeit der Erdbebenwellen im Erdinnern<sup>1</sup>

Tiefe	$v$ longitudinal km/sec	$V$ transversal km/sec	Tiefe	$v$ longitudinal km/sec	$V$ transversal km/sec
57 km	8,0	4,4	2450 km	13 $\frac{1}{4}$	7 $\frac{1}{2}$
72 km	8,0	4,4	2900 km	13	7 $\frac{1}{2}$
1200 km	12 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{3}{4}$	oben	8 $\frac{1}{2}$	?
			2900 km unten		
1700 km	12 $\frac{1}{2}$	7 $\frac{1}{4}$	6370 km	11	?

<sup>1</sup> B. GUTENBERG, Lehrbuch der Geophysik (1929), p. 256 ff.

Aus diesen Tatsachen ersehen wir, daß die Ansicht, daß die Erde aus Schichten mit sprungweise wechselnder Dichte aufgebaut ist, mehr Wahrscheinlichkeit hat als die kontinuierliche Zunahme. Für mathematische Untersuchungen aber ist die erste Annahme bequemer. Ferner ergibt sich offenbar noch, daß die Erde im

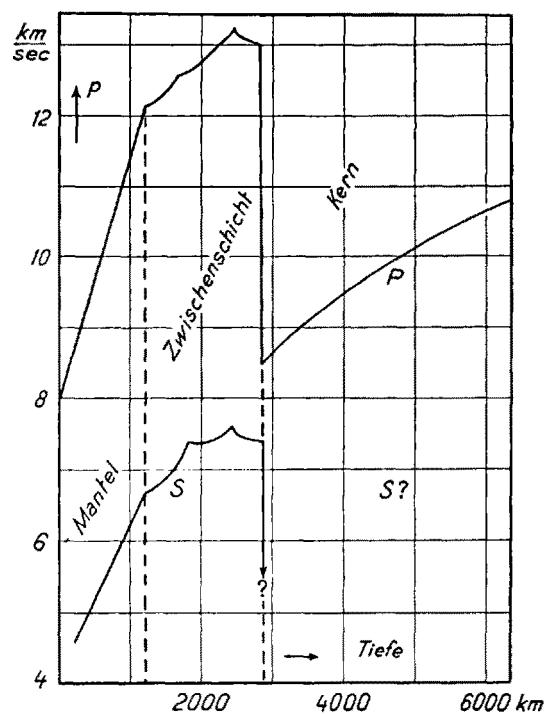


Abb. 4.

Innern weich ist, was in der Abnahme der Geschwindigkeit bei 2900 km Tiefe ausgesprochen ist.

Aus den bisherigen Ausführungen ersehen wir zunächst, daß wir die Erde keinesfalls als absolut festen Körper betrachten dürfen. Das Vorhandensein einer Abplattung könnten wir noch durch die Annahme erklären, daß die Erde in einem früheren Stadium bei hoher Temperatur feurig-flüssig war und damals ihre abgeplattete Figur angenommen hat. Wenn aber die Erde heute noch eine Figur besitzt, die genau der heutigen Rotationsgeschwindigkeit entspricht, so müßten wir annehmen, daß sich die Rotationsgeschwindigkeit seit jenen Urtagen nicht mehr geändert hat; das würde weiter besagen, daß seither auch keine Massenverschiebung in der Erde vorgekommen ist. Ein Blick auf den heutigen geologischen Aufbau der Erde zeigt sofort, daß diese Annahme widersinnig wäre. Andererseits könnten aber in einer ganz festen Erde gar keine Massenverschiebungen stattfinden.

In Übereinstimmung mit den physikalischen Untersuchungen über die Eigenschaften der Masse überhaupt, müssen wir auch der Erde eine gewisse Plastizität oder Viskosität zubilligen derart, daß die Massen der Erde unter den ungeheuren Drucken, die wohl viele Hunderttausende oder auch Millionen Jahre in der

gleichen Richtung wirken, trotz großer numerischer Festigkeit endlich doch nachgeben müssen.

Wenn wir nun die Erdbebenwellen als rein elastisch betrachten, und Resultate, die wir hier finden, sich mit denen für die plastische Erde gut vereinbaren lassen, so ist dies kein Widerspruch. Wir wissen heute, daß sich viele Stoffe unter dem Einfluß kurzer oder kurz-periodischer Stöße wie spröde oder vollkommen elastische Körper verhalten, gegenüber lang anhaltenden Einflüssen die Eigenschaft der Plastizität zeigen. Als klassisches Beispiel hiefür pflegt man das Kolophonium anzuführen.

Man kann versuchen, solche Eigenschaften der Masse durch Formeln auszudrücken, die gewisse Konstanten enthalten, die den Grad solcher Unvollkommenheit in der Elastizität ausdrücken sollen. Für solche Fälle hat JEFFREYS die Bezeichnungen «elastico-viscos» und «firmo-viscos» eingeführt<sup>1</sup>.

### Isostasie

Es ist klar, daß wir für alle Untersuchungen, für welche die Schwerewerte gebraucht werden, solche Werte nehmen müssen, die möglichst störungsfrei sind, d.h. solche Werte, die auf einer regelmäßigen rotierenden und symmetrisch geschichteten Erde auftreten müßten. Tatsächlich sind aber alle Werte, die wir auf der Erde messen können, gestört, denn die Erde ist namentlich in den der Oberfläche nahen Schichten außerordentlich kompliziert gebaut und jede Masse muß sich in der Schwere aussprechen. Wenn wir nun die Erdgestalt aus Schweremessungen bestimmen wollen, so müssen wir die verwendeten Schwerewerte so behandeln, daß sie für das Meeresniveau gelten, wir müssen nun zunächst fragen, was das heißt: Schwere im Meeresniveau.

Die gewöhnliche Form der Reduktion war bis vor kurzem die Berücksichtigung des Einflusses der sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten. Sie begann mit der Berechnung der Anziehung einer horizontalen Platte von der Dicke der Meereshöhe der Beobachtungsstation. Diese Korrektion ist als YOUNG-BOUGUERSche bekannt und hat die Formel  $\frac{3}{2} \frac{\vartheta}{\vartheta_m} \cdot \frac{h}{Q} \cdot g$ . Diese Formel gilt für hinlänglich flaches Terrain (theoretisch für eine unendlich ausgedehnte horizontale Platte). Ihre Be-rechtigung ergibt sich in den meisten Fällen aus der Tatsache, daß die Höhenunterschiede außerordentlich klein sind gegenüber der horizontalen Ausdehnung, trotzdem es für den unbeeinflußten Beobachter ganz anders aussieht. Wenn man aber zum Beispiel ein vollständig genaues Abbild der Erde im kleinen Maßstab macht, so erscheint sie so glatt wie ein Apfel. Fügen wir noch den Einfluß der Höhe hinzu, so bleibt

$$\Delta g = \frac{2}{Q} g \left( 1 - \frac{3}{4} \frac{\vartheta}{\vartheta_m} \right).$$

<sup>1</sup> H. JEFFREYS, The earth (1924), p. 263.

An diese Formel ist bei sehr unebenem Terrain noch eine Korrektion anzubringen, die als topographische Korrektion bezeichnet wird. Sie läßt sich in manchen Fällen dadurch finden, daß man die Massen durch einfache geometrische Gebilde ersetzt. Für kleine Höhenunterschiede teilt man auch die ganze Umgebung durch Radien und konzentrische Kreise in Abteilungen, deren mittlere Höhen aus den Karten entnommen werden.

Man kann hier auch noch eine Verschiedenheit in der Dichte in Rechnung ziehen.

Da die Anziehung der sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten jedenfalls in der Schwere an der Oberfläche enthalten ist, so glaubte man, daß man den Verhältnissen auf einer einfachen Erde jedenfalls näher kommt, wenn man diesen Einfluß wegnimmt; man war nun aber sehr erstaunt, daß dieser Zweck nicht erreicht wurde, im Gegenteil, der Verlauf der Schwere wurde durch diese Reduktion nicht nur nicht einfacher, sondern geradezu ins Gegenteil verkehrt. Man schloß daraus, daß die sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten nicht die einzigen sind, und daß die unsichtbaren Massen fast den entgegengesetzten Charakter haben wie die sichtbaren. Den sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten auf der Oberfläche entsprechen somit Massendefekte in der Tiefe, und umgekehrt. Namentlich die großen Kettengebirge (Alpen, Kaukasus, Himalaya) erscheinen durch unterirdische Defekte kompensiert. Auch den Kontinenten als Ganzes entsprechen weitreichende Defekte. Die Schwere auf dem Meere scheint ziemlich normal zu sein, da aber das Meer selbst mit seiner Dichte von etwa 1 gegenüber der Erdoberfläche mit einer Dichte von 2,7 an sich einen bedeutenden Massendefekt vorstellt, so folgt, daß die Materie des Meeresgrundes eine größere Dichte haben muß. Die genauere Verfolgung dieser Verhältnisse führte auf die Theorie der Isostasie, nach welcher die Massen der Erde sich in einem gewissen Gleichgewicht befinden. Diese Ansicht stimmt auch mit den Vorstellungen der Geologen überein und findet ihre Stütze in den Ergebnissen der Erdbeben. In der Tat unterscheiden die Geologen in der Erdkruste zwei Schichten, von denen die obere abkürzungsweise als Sial, die untere als Sima bezeichnet wird. Die erstere besteht im wesentlichen aus Al- und Si-haltigen Gesteinen, bildet das Material für Kontinente und Inseln. Das letztere, das Sima, als Si- und Mg-haltiges Gestein, ist etwas schwerer, liegt unter dem Sial und bedeckt den größten Teil der Erde. Aus den Beobachtungen der Erdbeben im Gebiete des Großen Ozeans ergibt sich aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen, daß in diesem Gebiete das Sima bis zum Boden des Meeres herau-reicht, während der Meeresboden sonst noch mit einer Schicht aus Sial bedeckt ist.

Das führt nun zu der Vorstellung, daß die Schollen des Sial auf dem schwereren und plastischen Untergrunde schwimmen. Darauf gründen sich im wesentlichen zwei Theorien, die eine verlangt Schollen von

verschiedener Dichte; die höher aufragenden haben also dann die geringere Dichte (PRATT), die zweite Theorie arbeitet mit gleicher Materie für alle Teile der Sialkruste, aber die mächtigeren Schollen tauchen tiefer ein und ragen auch höher heraus.

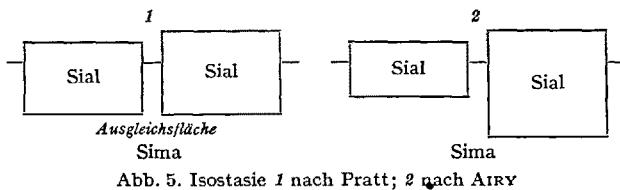


Abb. 5. Isostasie 1 nach PRATT; 2 nach AIRY

Bei PRATT nimmt man also an, daß die Höhenunterschiede von der Zusammensetzung des Materials herrühren. Da wir nun aber annehmen müssen, daß die Unregelmäßigkeiten der Massen sich nicht in die tiefsten Tiefen erstrecken, sondern nach unten zu immer mehr abnehmen, so muß bis zu einer gewissen Tiefe der ganze Ausgleich perfekt sein. In dieser Tiefe findet also eine sogenannte Ausgleichsfäche Platz, die nach hydrostatischen Begriffen die Eigenschaft hat, daß auf jeder Flächeneinheit gleichviel Masse lastet. Unter der Annahme, daß jede einzelne sichtbare Massenunregelmäßigkeit für sich kompensiert ist (lokale Kompensation), ist die PRATTSche Methode mathematisch leichter zu behandeln als die nach AIRY. Darum sind auch die ersten großen Arbeiten über diesen Gegenstand von TITTMAN und HAYFORD<sup>1</sup> dieser Methode angepaßt. Die alte sogenannte Kompensationsmethode von HELMERT, bei welcher aus rein theoretischen Gründen (das ist, um die äußeren Massen ins Innere der Niveaufläche zu verlegen) eine Verlagerung der Massen vorgenommen wurde, ist nun eigentlich durch die isostatische Theorie gerechtfertigt. Danach werden eben die sichtbaren Massen in den Raum zurückgedrängt, den ihnen die Kompensation freiläßt. Dagegen ist die Hypothese von AIRY offenbar physikalisch leichter verständlich. Man kann natürlich auch bei dieser Methode lokale Kompensation voraussetzen, man ist aber heute der Ansicht, daß eine solche Kompensation überhaupt sehr unwahrscheinlich ist. Man nimmt also eine regionale Kompensation an, wie NIETHAMMER<sup>2</sup> oder VENING-MEINESZ<sup>3</sup>.

Man hat nun eine ganze Reihe von Methoden, um Schwerbeobachtungen so zu behandeln, daß sie als Werte im Meeresniveau gelten können. Einen vollständig einwandfreien Wert wird man erhalten, wenn man zunächst alle Massen über dem Meeresniveau wegnimmt, dann den Beobachtungspunkt in das Meeresniveau hinunterverlegt, und dann die Erdmassen wieder hinzufügt. Es wird dabei keine Massenverlagerung vorgenommen, alle, auch die kompensierenden Massen, bleiben an Ort und Stelle. Das wären nun tatsächlich

jene Werte, welche man an dem entsprechenden Punkte der Meeresfläche beobachten müßte, wenn er zugänglich wäre. Für diese Methode hat HOPFNER seit einigen Jahren den Namen «Methode von PREY» eingeführt.

2. Man verlegt den Beobachtungspunkt auf das Meeresniveau (Methode von FAYE oder Freiluftmethode). Da die Anziehung der sichtbaren Massen in beiden Situationen des Punktes als gleich angenommen wird, so ist sie etwa so, als wenn in beiden Situationen die Masse unterhalb der Station läge. Diese Methode liefert also fast die gleichen Werte wie die isostatische.

3. Eine weitere Methode besteht darin, daß man zunächst die sichtbaren Massen entfernt, dann den Punkt ins Meeresniveau verlegt und dann noch den Unterschied im Einfluß der Kompensation in beiden Situationen rechnet. Die sichtbaren Massen wirken nach oben, die unsichtbaren im gleichen Sinne, da die Massen zwar unterhalb liegen, aber das andere Vorzeichen haben. Je nach der Annahme über die unterirdische Massenlagerung (nach PRATT oder AIRY) und lokaler oder regionaler Kompensation (nach NIETHAMMER, VENING-MEINESZ<sup>1</sup> oder HEISKANEN) erhält man natürlich verschiedene Resultate.

Es ist klar, daß man für alle Untersuchungen, welche man auf Schwerewerte gründen will, möglichst viele und möglichst gute Beobachtungen braucht. Der erste Fortschritt in bezug auf die Anzahl der Pendelstationen wurde gemacht, als Oberst STERNECK<sup>2</sup> die schwierige und viel Zeit in Anspruch nehmende Methode der absoluten Schweremessungen durch die Methode der relativen Messungen ersetzte. Seither ist die Zahl der Messungen sehr gestiegen. Trotzdem konnte ACKERL 1932 in seinem Verzeichnis<sup>3</sup> erst 4165 Schwerestationen aufweisen. Mit der Anwendung der neuen schnell arbeitenden Schwereapparate von THYSSEN, LEJAY-HOLWECK, HAALCK usw.<sup>4</sup> steigt diese Zahl sehr rasch. Diese neuen Apparaten Rechnung tragend, haben die Russen ein Programm von etwa 18000 Stationen aufgestellt. Dadurch werden wir über die Schwereverhältnisse in den ungeheuren Weiten von Sibirien unterrichtet, während gleichzeitig durch die Methode von VENING-MEINESZ, mit Hilfe von Pendeln die Schwere im Unterseeboot zu bestimmen, bald auch die vom Meere bedeckten Teile der Erde entsprechend reichlich mit Schwerestationen besetzt sein werden. Dagegen hat die von HECKER ausgearbeitete und auf großen Reisen geprüfte Methode der Schwerebestimmung mit Siedethermometern wegen ihrer Schwierigkeit und Empfindlichkeit nicht das geleistet, was man erhofft hatte<sup>5</sup>. Für die Messung sehr kleiner Schwereunter-

<sup>1</sup> O. H. TITTMAN und J. HAYFORD, The figure of the Earth (1909).

<sup>2</sup> R. v. STERNECK, Relative Schweremessungen 1892-1894, K. u. K. Kriegsministerium, Marine-Sektion (Wien, 1895).

<sup>3</sup> F. ACKERL, Die Schwerkraft auf dem Geoid, Sitzungsber. Wien, IIa, Bd. 141.

<sup>4</sup> P. LEJAY-HOLWECK, J. de Physique et de Radium 7 (1936). - HAALCK, Z. Geophysik 12 (1936).

<sup>5</sup> O. HECKER, Preuß. geod. Inst. N. F. 11, 16, Zentralbüro N. F. 20

schiede in geringen Entfernungen verwendet man die Drehwaage von v. EÖTVÖS<sup>1</sup>.

Ebenso wie mit Schwerebeobachtungen kann man auch mit Lotabweichungen die Form der Niveaufläche (Geoid) bestimmen, doch sind diese Arbeiten deshalb viel weitläufiger und komplizierter, weil die seitlich befindlichen Massen sich viel stärker auswirken, da sie in ihrer Größe nicht mit dem ungeheuren Werte der Schweren konkurrieren müssen. In der Tat sind die großen Arbeiten über die Isostasie in Amerika<sup>2</sup> auf den Lotstörungen basiert. Dagegen hat HELMERT<sup>3</sup> seine Untersuchungen hauptsächlich auf Schweremessungen gegründet. Die aus beiden Untersuchungen folgenden Werte für die Tiefe der Ausgleichsfläche stimmten ganz gut überein.

Wenn die Zahl der Schwerebeobachtungen groß genug ist, so kann man ebenso wie mit Hilfe eines Lotstörungssystems, welches die ganze Erde bedeckt, die wichtigste Aufgabe zu lösen versuchen, die uns die Geophysik heute stellt, nämlich die Frage, ob die Massen der Erdkruste wirklich isostatisch gelagert sind oder nicht. Es läßt sich dies aus der Form des Geoids erkennen. Ist nämlich die Erde weitgehend isostatisch, so muß das Geoid sehr nahe mit einem Rotationsellipsoid zusammenfallen. Die Unterschiede, die geodätische Undulationen bezeichnet werden, müssen klein ausfallen, man denkt an nicht mehr als  $\pm 100$  Meter. Ist die Erde aber nicht isostatisch, so wirken sich die gesamten sichtbaren und nicht kompensierten Massen dahin aus, daß die Undulationen groß werden, etwa  $\pm 1000$  Meter. Dazu hat man bisher die STOKESSE'sche Formel verwendet. Sie ist aber nicht sehr geeignet, namentlich deshalb, weil sie den Unterschied zwischen äußeren und inneren Punkten nicht macht. Wenn man

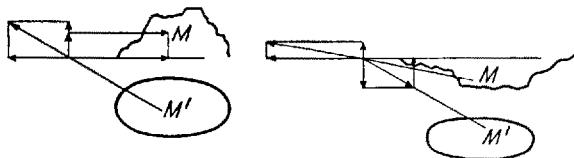


Abb. 6.

aber hinlänglich zahlreiche Schwerestationen hat, so kann man das für diese Arbeiten so außerordentlich brauchbare Hilfsmittel der Kugelfunktionen ausnutzen. Entwickeln wir die nach der Freiluftmethode reduzierten Werte der Schweren nach Kugelfunktionen und erhält die Koeffizienten  $y_n$ , so wird die Entwicklung des Geoids gegeben durch die Koeffizienten  $\frac{y_n}{y_0(n-1)}$ .<sup>4</sup> Da bei isostatischer Lage der Massen die Undulationen des Geoids klein ausfallen, obwohl die wahren Schwerkurstörungen (nach PREY) groß sind, ist leicht verständlich.

<sup>1</sup> R. v. EÖTVÖS, Verhandlungen der XV., XVI. und XVII. allg. Konferenz der Erdmessung.

<sup>2</sup> I. HAYFORD und W. BOWIE, Coast and geod. Survey Spec. Publ. No. 10 and 12.

<sup>3</sup> R. HELMERT, Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. XLIV (1908).

<sup>4</sup> A. PREY, Gerl. Beitr. 29 (1931), 36 (1932). — E. JEFFREYS, Gerl. Beitr. 3 (1898).

$M$  sei die Masse und  $M'$  ihre Kompensation. Es gehen dann im Falle eines Berges die vertikalen Komponenten der direkten Anziehung und der Kompensation  $PA$  und  $PA'$  nach der gleichen Seite, und sie summieren sich, die Horizontalen  $PB$  und  $PB'$  gehen aber nach verschiedenen Seiten. Es ist also die Störung in  $g$  groß, die Störung in der Horizontalen klein. Im Falle des Meeres fallen die vertikalen Komponenten  $PA$  und  $PA'$  in entgegengesetzte Richtungen, aber auch die Horizontalen  $PB$  und  $PB'$ . Es sind also in diesem Falle die Schwerkurstörungen, aber auch die Lotstörungen klein<sup>1</sup>.

Die Isostasie ist ohne die Annahme, daß die Massen im Innern der Erde sich bewegen können und elastische oder plastische Eigenschaften zeigen, nicht zu erklären. Das bekannteste Beispiel für solche Vorgänge, welche man auch direkt durch fortlaufende Beobachtungen verfolgen kann, sind die Bewegungen des skandinavischen Schildes. Dieser lag während der Eiszeit unter ungeheuren Eismassen begraben, unter deren Gewicht sich die ganze Scholle gesenkt hat. Seit nun die Eiszeit vorbei ist, ist auch die Belastung geschwunden. Es heben sich nun die Schichten wieder, deren Aufsteigen man verfolgen und messen kann. Nach RUDZKI<sup>2</sup> entspricht diese Bewegung aber nicht genau der Elastizitätstheorie, man muß im Gegenteil annehmen, daß unter dem Druck des Eises ein Teil der Massen seitlich abgewandert ist und in der heutigen Zeit wieder zurückkehrt. Seit dem Ende der Eiszeit hat sich das früher belastete Gebiet um mindestens 280 m gehoben.

Die Plastizität der Erdmassen spielt auch eine Rolle bei den merkwürdigen isostatischen Verhältnissen in den Sundainseln, die VENING-MEINESZ aufgedeckt hat. Dabei spielt offenbar eine seitliche Bewegung der Masse unter einen seitlichen Druck eine wichtige Rolle. Über die Ursache desselben herrscht noch eine Unge- wißheit. Vielleicht röhrt er doch von der allgemeinen Kontraktion der Erde her. Nach meinen Untersuchungen spielt aber der beim Einsinken der Kontinente stets wachsende hydrostatische Druck eine wesentliche Rolle. Aus meinen Rechnungen ergibt sich für eine Viskosität von  $10^{23}$ , daß bei einer Insel von etwa 1000 km im Geviert in etwa zehntausend Jahren ein Gebirge von 1000 m Höhe entstehen kann.

### Die Festigkeit der Erde

Wenn wir die Voraussetzung machen, daß die Erde nicht absolut fest ist, so müssen wir annehmen, daß sie auf alle äußeren Kräfte mit einer Deformation antwortet. In diesem Sinne haben schon KELVIN und DARWIN versucht, für die Erde eine Elastizitätskonstante zu berechnen, später haben dann SCHWEYDAR, HERGLOTZ und der Verfasser<sup>3</sup> dem Umstande Rechnung

<sup>1</sup> A. PREY, Gerl. Beitr. 56 (1940).

<sup>2</sup> M. P. RUDZKI, Z. Gletscherkunde 1 (1906/07).

<sup>3</sup> W. SCHWEYDAR, Preuß. geod. Inst. N.F. 54, 79. — G. HERGLOTZ, Z. Math. u. Physik 52. — A. PREY, Gerl. Beitr. 52 (1938).

getragen, daß für die Erde eine einzige Konstante nicht ausreicht und haben daher angenommen, daß sie gegen die Mitte zu nach irgendeinem Gesetze abnimmt. Die Kräfte, welche auf die Erde wirken, sind nach KELVIN die von dem Monde ausgeübten Flutkräfte, denen nicht nur die Wasserhülle, sondern auch die feste Kruste folgen muß. An einem an der Küste aufgestellten Flutmesser wird also nur die Differenz dieser beiden Bewegungen abgelesen werden. Wäre die Erdkruste so beweglich wie das Wasser, so könnten wir überhaupt keinen Unterschied ablesen. Aus dem Unterschiede also, aus dem an einem Flutmesser erkennbaren Rest, muß sich also die Elastizitätskonstante für die feste Erde ableiten lassen.

Einmal auf die Möglichkeit aufmerksam gemacht, hat man den Einfluß der Nachgiebigkeit der Erde auch in anderen Erscheinungen gesucht und gefunden. Wir haben heute drei Methoden hiezu:

1. die Bestimmungen der Periode der Polschwankung,
2. die Beobachtung von Horizontalpendeln,
3. die Untersuchung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen.

Es hat sich ergeben, daß Erdbebenwellen, die mitten durch die Erde gegangen wären, noch nicht beobachtet wurden. Es wird also für solche Wellen offenbar die Dämpfung sehr viel früher merkbar. Es ist also der Kern der Erde offenbar von geringer Viskosität, vielleicht sogar flüssig. Nach JEFFREYS ist die Festigkeit der äußern Kruste  $1,7 \cdot 10^{12}$ .

Betrachten wir nun die Veränderlichkeit der Polhöhe. Diese Erscheinung wurde schon nach den alten PULKOWA-Beobachtungen gemutmaßt, wurde aber erst von KÜSTNER<sup>1</sup> im Jahre 1888 als eine wahrscheinlich periodische Erscheinung festgestellt. Nachdem ferner festgestellt war, daß die Erscheinung auf der anderen Seite der Erde sich im entgegengesetzten Sinne abspielte<sup>2</sup>, erkannte man, daß sie darin besteht, daß der Rotationspol eine kleine Bahn um eine mittlere Lage beschreibt. Diese Bahn hat nur eine entfernte Ähnlichkeit mit einem Kreis, ist also offenbar eine sehr komplizierte Erscheinung, wie aus der Abbildung, die den Weg von 18999–19060 wiedergibt, ersichtlich ist. Um dieser Erscheinung auf die Spur zu kommen, wurde ein internationaler Dienst eingerichtet, derart, daß auf 6 Stationen rund um den 38. Parallelkreis unaufhörlich mit gleichen Methoden und gleichen Instrumenten die Polhöhe gemessen wird. Das Material, das sich nun aufgehäuft hat, ist ungeheuer; die Reduktion hat aber so merkwürdige Dinge zutage gefördert, daß wir zugeben müssen, daß wir die wirkliche Ursache noch nicht richtig erfaßt haben. SCHUMANN vermutet eine tägliche Periode, die aber durch die Methode der Reduktion ganz verdeckt wird. Es wäre daher notwendig, den ganzen internationalen

Dienst neu zu organisieren und andere Methoden der Beobachtung und der Reduktion anzuwenden. Wäre die Erde ein vollständig starrer Körper und geht die Drehachsachse nicht genau durch den geometrischen Pol, sondern weicht um einen kleinen Betrag davon ab, so müßte die Periode den von EULER gefundenen Wert von 303,8 Tagen haben. Diese Periode finden wir aber

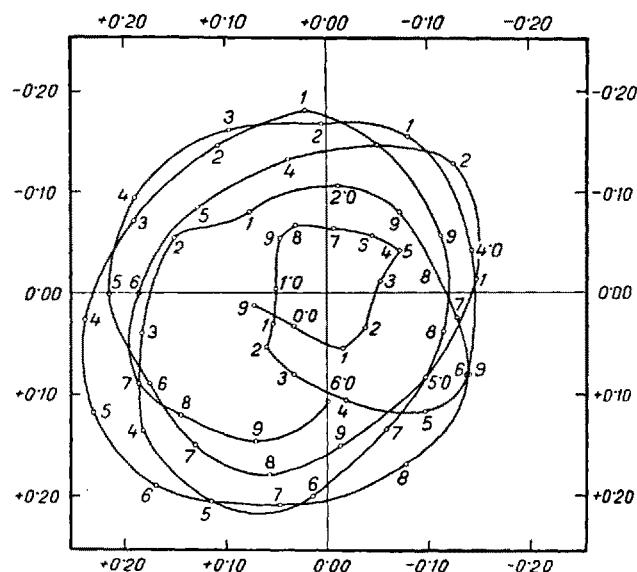


Abb. 7.

in den Beobachtungen nicht, dagegen ziemlich deutlich eine solche von 428–432 Tagen (CHANDLERSche Periode), die noch von einer jährlichen Periode überlagert wird. Bei einer jährlichen Periode denkt man natürlich zunächst an meteorologische Vorgänge. Solche Vorgänge, die sich jährlich wiederholen, üben immer einen Stoß auf die Erdachse aus. Die Unregelmäßigkeit dieser Stöße oder vielleicht besser gesagt der Überschuß oder Defekt gegenüber genau jährlicher Inanspruchnahme wirkt immer wieder als neuer Stoß. So wird die Regelmäßigkeit gestört, und daher hat die CHANDLERSche Periode eine Unregelmäßigkeit gegenüber der theoretisch unveränderlichen sogenannten NEWCOMB-schen Periode. Die Bewegung des Pols auf der Erdoberfläche ist sehr klein und erstreckt sich auf nicht mehr als etwa  $\pm 10$  m. Die jährlichen Stöße sind nach SPITALER nichts anderes als die im Winter eintretende einseitige Belastung der sibirischen Flächen mit dem großen Luftdruck von 780 mm, der dann mit dem Eintritt des Frühjahrs wieder verschwindet. Die Festigkeit, die notwendig ist, um die Periode von 304 auf 432 Tage zu erhöhen, ist nach HERGLOTZ  $11,68 \cdot 10^{11}$ , wobei die Erde als vollständig elastisch behandelt ist. Ist nun schon die Erde für periodische Störungen von der Länge von  $1\frac{1}{4}$  Jahren fast als rein elastisch aufzufassen, so gilt dies noch mehr für die kürzeren Perioden, welche durch die Flutkräfte ausgelöst werden.

Die Festigkeit der Erde kann man nämlich auch aus der Flutbewegung ableiten, das heißt aus der Differenz

<sup>1</sup> F. KÜSTNER, Sternwarte Berlin, Heft 3 (1888).

<sup>2</sup> Zentralbüro der Int. Erdmessen (Berlin 1892).

zwischen der Bewegung des Wassers und den sogenannten körperlichen Gezeiten. Dieselbe Differenz kann man auch aus den Horizontalpendelbeobachtungen erkennen. Das Pendel folgt in seiner Stellung der Lotlinie, während das Stativ sich mit der Scholle bewegt. Diese Bewegungen sind natürlich viel geringer als was man mit einem Flutmesser überhaupt messen kann, die Beobachtungsgenauigkeit aber bedeutend größer. Die Berechnung ist sehr schwierig und kompliziert, führt aber auf folgende ganz einfache Relationen:  $1 + k - h = 2/3$  (nach DARWIN)<sup>1</sup> und  $k = 3/5 h$  (nach HOUGH)<sup>2</sup>. Hier charakterisiert  $k$  die Deformation durch die Flutkräfte, während  $h$  die Deformation der Niveaufläche oder was dasselbe ist, die Verschiebung des Wassers durch die Flutkraft ausdrückt. Daraus folgt  $h = 5/6$ ; dies ist im Widerspruch mit dem Wert, der aus der Polschwankung folgt. In der Tat findet man bei genauerer Überlegung, daß wir für die drei Unbekannten  $\mu$ ,  $h$ ,  $k$ , 4 Gleichungen haben. Die Aufgabe ist also überbestimmt und wir können sie dahin erweitern, daß wir als vierte Unbekannte eine Änderung der Festigkeitskonstante von der Erdoberfläche bis zum Mittelpunkt einführen, welche Aufgabe zuerst SCHWEYDAR und dann der Verfasser nochmals behandelt hat. Aus diesen letzteren Untersuchungen ergibt sich  $\mu = 16 \cdot 10^{11}$  ( $1 - 0,83 r^2$ ). Nimmt man aber auch nach den Ergebnissen der Erdbebentheorie an, daß die Festigkeit im Mittelpunkt bis auf 0 heruntergeht, so wird  $\mu = 60 r^2$  ( $1 - 0,95 r^2$ ), woraus sich ein Maximum der Festigkeit mit  $15,8 \cdot 10^{11}$  an der Stelle  $r = 0,72$  ergibt.

#### *Flutreibung und Geschichte des Mondes*

Es ist bekannt, daß das Meer unter dem Einfluß der Anziehung des Mondes und der Sonne eine Gezeitenbewegung ausführt, die, wenn die Flüssigkeit ganz frei von innerer Reibung ist, sich so vollzieht, daß das Wasser immer im Meridian des Mondes seine höchste Erhebung erreicht. DARWIN hat gezeigt, daß diese Bewegung nicht auf das Wasser beschränkt ist, sondern daß auch die feste Erde auf Grund ihrer elastischen Eigenschaften daran teilnimmt. Wir kommen so zum Begriff der körperlichen Gezeiten. Auch die elastische Flut muß im Meridian des Mondes entstehen. Kommen der Erde aber auch plastische Eigenschaften zu, so verschiebt sich das Maximum dadurch, daß die rotierende Erde den Flutberg mit sich fortzieht. Indem aber die Anziehung des Mondes den Flutberg wieder an seine alte Stelle zurückzuschieben strebt, entsteht ein Drehmoment, welches zunächst der Rotation der Erde entgegenzuwirken sucht. Dadurch erfährt der Mond eine Reaktion, die ihn von der Erde abdrängt, und die in der Mondtheorie behandelt wird. Die Verlängerung der Umdrehungszeit der Erde wird aus einem scheinbaren Vorausseilen des Mondes erkannt. Es läßt sich berech-

nen, wieviel Energie dazu zerstreut werden muß, und JEFFREYS gibt dafür  $139 \cdot 10^{19}$  pro Sekunde. Nun haben aber die Untersuchungen von TAYLOR<sup>1</sup> gezeigt, daß der größte Teil dieser Energie in den seichten Meeren verbraucht wird, nach JEFFREYS speziell im Beringmeer, welcher Betrag allein  $15,0 \cdot 10^{18}$  pro sec beträgt; als Gesamtsumme aller seichten Meere erhält man einen Wert von  $1,1 \cdot 10^{19}$ , also schon 80% von dem ganzen gebrauchten Wert. Wir erkennen, daß wir die körperlichen Gezeiten überhaupt nicht mehr brauchen und alles dem Meere zuschreiben müssen.

Dieses Resultat stimmt auch damit überein, daß die neuesten Untersuchungen über den Durchschnittswert der Viskosität der Erde ungeheure Werte ergeben<sup>2</sup>.

#### *Kontinentalverschiebungen, Polfluchtkraft und Westtrift*

Es haben viele geologische Untersuchungen wahrscheinlich gemacht, daß die geographischen Pole einstmal an einer anderen Stelle der Erde gewesen sind. Denn es haben sich selbst in der Nähe des Pols Pflanzenreste gefunden, die auf ein ehemals viel wärmeres Klima deuten. Wie eine solche Polwanderung zustande kommt, hat zuerst MILANKOWITCH<sup>3</sup> gezeigt, der annimmt, daß die Erde aus viskoser Masse mit einer sehr spröden äußeren Hülle besteht. Der Verfasser<sup>4</sup> selbst hat dieses Problem ebenfalls behandelt, dabei die Erde direkt als Flüssigkeit aufgefaßt, die ebenso wie bei MILANKOWITCH äußerlich mit einer sehr spröden Rinde umgeben ist, wodurch es möglich wurde, das Problem geschlossen zu integrieren, so daß man die Formeln auf beliebig lange Zeit anwenden kann. Die Polbahnen, die aus diesen beiden Untersuchungen folgen, sind wohl stark voneinander verschieden. Da MILANKOWITCH eine innere Reibung einführt, so wird seine Bahn spiralförmig; sie endet in  $\varphi = 66^\circ 4'$ ,  $\lambda = 51^\circ 18'$  östlicher Länge, das ist bei der Petschoramündung, bei mir dagegen beschreibt der Pol eine periodische Bahn um den Zentralpunkt  $\varphi = 48^\circ 5'$ ,  $\lambda = 87^\circ 1'$  östlicher Länge (Altai).

Die Periode ist auffallend kurz, nur 9000 Jahre, und das ist merkwürdigerweise schon ein Maximum, denn für eine Viskosität größer als Null wird auch die Periode schon wieder kürzer. MILANKOWITCH gibt aber keine numerischen Werte für die Viskosität und somit läßt sich sein Resultat mit dem unsrigen nicht vergleichen. Er führt einen Zeitmaßstab ein, der so gewählt ist, daß eine Übereinstimmung mit den geologischen Ansichten erreicht wird. Eine Verlängerung der Periode erreicht man dadurch, daß man von der als fest eingeführten Kruste noch einen Teil in den Kern hineinnimmt. Wenn man zum Beispiel annehmen kann, daß nur etwa  $1/100$  der Rinde ganz fest ist, so steigt die Periode auf eine Million Jahre, was vielleicht den geologischen Anforderungen entspricht.

<sup>1</sup> G. I. TAYLOR, Phil. Trans. A 220 (1919) und 224 (1923).

<sup>2</sup> A. PREY (Sitzungsber. IIa, 151) findet  $10^{25}$  cgs.

<sup>3</sup> M. MILANKOWITCH, Bull. Acad. Serbe A I, Belgrad 1933.

<sup>4</sup> A. PREY, Gerl. Beitr. 15 (1926).

Die Ablösung des Mondes von der Erde war natürlich eine Katastrophe von ganz unvorstellbarer Größe. Dabei ist offenbar die Sialhülle zerrissen worden und die Trümmer wurden über die ganze Erde verstreut. Die Schollen lagen zuerst ganz oben auf dem Sima, aber sie begannen sofort einzusinken, dadurch wurden von Anfang an große seitliche Verschiebungen verhindert. Die Schollen liegen also wohl heute noch an den gleichen Stellen wie damals. Da die Oberfläche der Schollen wohl keineswegs eben war, so wurden natürlich die tieferen Teile bald vom Meere überflutet. Auf diese Weise verschwanden die Verbindungen oder Landbrücken zwischen den Kontinenten. Bei dieser Vorstellung erspart man die Notwendigkeit nach einer Ursache von Kontinentalverschiebungen zu suchen. In der Tat haben alle diese Versuche keine brauchbare Lösung ergeben. An erster Stelle wurde hier die sogenannte Polfluchtkraft betrachtet, die dadurch entsteht, daß die auf dem Sima schwimmenden Sialschollen eine höhere Lage des Schwerpunktes haben als die niedrigeren Simamassen. Daraus entspringt ein kleiner Überschuß der Fliehkraft, welcher die Schollen zum Äquator treibt. Die Untersuchungen<sup>1</sup> haben ergeben, daß die Polfluchtkraft, je näher die Lagerung der Schollen der Isostasie liegt, um so kleiner wird<sup>2</sup>, so daß man nicht glauben kann, daß eine so kleine Kraft den ungeheuren Stirnwiderstand, der sich einer Horizontalverschiebung entgegenstellt, überwinden kann. Die einzige Möglichkeit für eine Kontinentalverschiebung bietet die Westtrift, die sich aus den Flutkräften ergibt. Aber auch sie kann nur in den ältesten Zeiten wirksam gewesen sein, als die Viskosität nicht größer als  $10^{13} - 10^{15}$  gewesen ist. Aber auch diese Kraft kann für den vorliegenden Fall nicht viel ergeben, denn sie greift nicht nur an dem Sial, sondern auch an dem Sima an. Die Schollen schwimmen nicht wie Schiffe im Meer, sondern wie Eisschollen mit dem Meere. Es können also gegenseitige Verschiebungen nur eintreten, wenn die Bewegung an irgendeiner Stelle einseitig ist.

Im Anschluß an den eben erwähnten Einfluß des hydrostatischen Druckes auf die Gebirgsbildung erhebt sich die Frage, mit welcher Geschwindigkeit eine Scholle in das Sima einzusinken vermag. Aus meinen diesbezüglichen Untersuchungen<sup>3</sup> ergibt sich zunächst das unerwartete Resultat, daß für kleine Werte der Viskosität (von der Ordnung  $10^{13} - 10^{15}$ ) das Einsinken mit unglaublicher Geschwindigkeit vor sich geht und in wenigen Tagen schon vollendet ist. Für einen solch geringen Grad der Viskosität müßte also das Einsinken mit der Entstehung des Mondes fast zusammenfallen und sich auch dieser Vorgang mit der großen Katastrophe vereinigen. Will man aber, daß dieser Vorgang so lange Zeit braucht, daß man ihn in das übrige geologische Geschehen einordnen kann, also

etwa 200000000 Jahre, so erhält man für den Koeffizienten der Viskosität die Ordnung  $10^{25}$ .

Wenn wir nun zurückblicken, so sehen wir, daß unser Wissen über die Erde schon ein recht gerundetes Ganzes bildet. Es soll aber hier zum Schlusse noch auf die schwachen Punkte und auf die noch durchzuführenden Arbeiten aufmerksam gemacht werden. Da wäre also in erster Linie Aufklärung zu schaffen über die Vorgänge bei der Polschwankung, ferner das rätselhafte Verhalten des Rotationsmomentes bei der Entstehung des Mondes; endlich hoffen alle Geophysiker auf ein baldiges und möglichst starkes Anwachsen der Zahl der Schwerestationen, um endlich das Problem der Erdfigur einwandfrei zu lösen.

#### Summary

Geophysics develops methods for deriving the properties of the interior of the earth from the observation of the physical behaviour of the earth's surface. From the potential theory one obtains a value for the flattening of the terrestrial spheroid which agrees with that reached by means of geodetic surveys of the surface of the earth. The mean density of the earth is determined through measurements of its weight to be 5.52, while CLAIRAUT's theorem allows us to calculate its increase of density towards the interior. Under the premise of a hydrostatic equilibrium of the layers of the terrestrial sphere, the density function must assume a limiting value of 2.7 at the earth's surface and lead to a value of  $\frac{1}{100}$  for the flattening. Further, it must provide for the alteration of gravity, a correct constant of precession, and the components in the moon's movements that result from the flattening of the earth.

The various tentative density functions give a value of 10–12 for the density at the middle of the earth. Seismic observations have shown, however, that the density of the earth does not alter continuously, but in jumps. WIECHERT has thereupon constructed his model of the earth with a homogenous core of iron with the density of 8.2 and a shell with  $\frac{1}{4}$  the radius of the earth and a density of 3.0–3.5 resting upon it. Since transverse seismic waves that traverse the earth's center are never observed, the earth's core must possess very little rigidity, so that the seismic waves are absorbed there. Thus, although the earth must be regarded as plastic to a certain degree, the seismic waves nevertheless can be viewed for mathematical theory as elastic, since the "elastic-viscous" condition of the earth (JEFFREYS) behaves in regard to brief impulses as a rigid body, in regard to impulses of longer duration however as a plastic one.

The shell about the core is divided into two layers: the sial and the sima. The "isostatic reduction" introduced in order to correct the measurements of weight because of the irregular distribution of masses on the earth's surface leads to the conception of clods of the sial mantle, which float on the plastic base of the sima. The plasticity of the earth's interior is a necessary postulate for the theory of isostasy.

The plasticity of the earth can also be demonstrated, however, from observations of horizontal pendulum movements, of the velocity of propagation of seismic waves, and from the variations of the poles. If the axes of inertia and of rotation do not coincide, then in the case of an absolutely rigid earth the pole of rotation must rotate about the pole of inertia with a period of 308 days (EULER). The exact observations made by the

<sup>1</sup> A. PREY, Gerl. Beitr. 48 (1936).

<sup>2</sup> A. PREY, Gerl. Beitr. 15 (1926).

<sup>3</sup> A. PREY, Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Bd. 151.

international latitude service to determine the variation of the poles show, however, a very clear prolongation of this period up to 430 days, which is conditioned by the earth's plasticity, and from which its rigidity can be calculated. This result, though, stands in contradiction to the value derived by DARWIN from the tides. PREY and SCHWEYDAR therefore have assumed a variable rigidity for the earth and have derived for this the function  $\mu = 1 \cdot 6 \cdot 10^{12} (1 - 0 \cdot 83 r^2)$ . The rotation of the earth is also retarded by the tide, as can be recognized from the apparent precession of the moon. Investigation of the wanderings of the poles over long periods of time yield geologically useful results only when one assumes

that only  $1/10$  of the shell is wholly rigid. The formation of the continents can be explained by the separation of the moon from the earth, whereupon the sial mantle was torn asunder and the remainder sank clodlike into the sima. A displacement of the continents relative to the sima has taken place at most only in the remoter geological periods. If, though, the sinking of the continental clods shall have occurred only very slowly during whole geological epochs, then one must either assume the earth's viscosity to be of the order of  $10^{25}$ , or one is driven, when one assumes a normal viscosity of the order of  $10^{13}$ , to the conclusion that the sinking of the clods followed very rapidly during the separation of the moon.

## Über die Wirkungsweise der Katalasen<sup>1</sup>

Von HUGO THEORELL<sup>2</sup>, Stockholm

Die Fähigkeit der meisten biologischen Substanzen, Wasserstoffsuperoxyd zu Sauerstoff und Wasser zu spalten, ist ebenso lange bekannt gewesen wie das Wasserstoffsuperoxyd selbst, das heißt seit 1811. THÉNARD, der Entdecker des Wasserstoffsuperoxyds, beobachtete im selben Jahre, daß Fibrin und viele tierische und pflanzliche Gewebe das Wasserstoffsuperoxyd unter Entwicklung von Sauerstoff spalten. Bis zum Jahre 1900 hat man gemeint, daß diese Reaktion eine Eigenschaft der Lebensvorgänge selbst und also von den lebenden Zellen untrennbar wäre. Gerade um die Jahrhundertwende zeigten nun RAUDNITZ<sup>3</sup> und OSKAR LOEW<sup>4</sup>, daß man Wasserstoffsuperoxyd spaltende Enzyme (die Katalasen) aus der lebenden Substanz extrahieren kann. Nach den hervorragenden Arbeiten von OTTO WARBURG und von DAVID KEILIN in den zwanziger Jahren über die Häminfermente war es nicht sehr überraschend, als ZEILE und HELLSTRÖM im Jahre 1930<sup>5</sup> zeigten, daß die wirksame Gruppe der Katalase Hämin ist. STERN<sup>6</sup> bewies, daß das Hämin Protohämin ist, und fand weiter, daß Leberkatalase-präparate dazu noch ein blaugrünes Pigment enthalten. SUMNER und seine Mitarbeiter studierten dasselbe zu gleicher Zeit<sup>7</sup>. LEMBERG und seine Mitarbeiter bewiesen, daß der blaugrüne Farbstoff Biliverdin ist<sup>8</sup>.

SUMNER und DOUNCE kristallisierten die Ochseneleberkatalase (1937)<sup>9</sup>, und seitdem sind eine Reihe von Katalasen reinkristallisiert worden, aus verschiedenen Lebern, aus den roten Blutzellen, aus der Pferdeniere

usw. Neulich haben englische Autoren eine Bakterienkatalase reinkristallisiert<sup>1</sup>, die anscheinend keine besonderen Verschiedenheiten im Vergleich mit der Blutkatalase aufwies. Trotz der Leichtigkeit mit der schön kristallinische Präparate von Katalase dargestellt werden können, sind unsere Kenntnisse über ihre Zusammensetzung, Wirkung pro mg oder Mol, Wirkungsweise und physiologische Funktion sehr mangelhaft gewesen, was aus den vielen Widersprüchen in der Literatur, z.B. über den Biliverdingehalt und der Katalasefähigkeit verschiedener Präparate hervorgeht.

Wir sind in Stockholm während der letzten zehn Jahre an der Katalasefrage interessiert gewesen.

Das Wort *wir* soll nun wirklich als ein Plural, nicht etwa als ein verstecktes *ich* aufgefaßt werden, denn das meiste von der Arbeit ist von meinen Mitarbeitern während verschiedener Perioden, AGNER, ÅKESON, BONNICHSEN und BRITTON CHANCE, ausgeführt worden.

Die Bestimmung des Molekulargewichts der Ochseneleberkatalase in SVEDBERGS Institut zu Uppsala ergaben den Wert 225000<sup>2</sup>, der auf vier Eisenatome pro Molekül paßt. In den Blutkatalasen sind nach SUMNER und LASKOWSKI<sup>3</sup> sowie AGNER<sup>4</sup> alle vier in Protohämatin vorhanden, während in den Leberkatalasen eines oder mehrere der Protohämatine zu Verdohämatin oxydiert waren.

Es war nun eine offene Frage, ob die Katalasen vom selben Tier, aber aus verschiedenen Organen, die gleichen oder verschiedene Eiweißkomponenten hätten. BONNICHSEN verglich die Pferdeleber- und die Pferdeblutkatalasen mittels Aminosäureanalysen und immunologischer Experimente und bewies damit die Identität der Eiweißkomponenten<sup>5</sup>.

Wir wandten uns hierauf den prosthetischen Gruppen zu. Die Schwankungen im Biliverdingehalt verschie-

<sup>1</sup> Hauptreferat, gehalten vor der Schweizerischen Medizinisch-Biologischen Gesellschaft in Genf am 31. August 1947, anlässlich der 127. Generalversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

<sup>2</sup> Biochemisches Institut des Medizinischen Nobelinstututs, Stockholm.

<sup>3</sup> R. RAUDNITZ, *Zbl. Physiol.* **12**, 790 (1899).

<sup>4</sup> O. LOEW, *U. S. Dept. Agr. Report No. 68*, (1901).

<sup>5</sup> K. ZEILE und B. HELLSTRÖM, *Z. Physiol. Chem.* **192**, 171 (1930).

<sup>6</sup> K. G. STERN, *J. Biol. Chem.* **112**, 661 (1935/36).

<sup>7</sup> J. B. SUMNER und A. L. DOUNCE, *J. Biol. Chem.* **121**, 417 (1937).

<sup>8</sup> R. LEMBERG und R. H. WYNNDHAM, *J. Roy. Soc. New South Wales* **70**, 343 (1936/37).

<sup>1</sup> D. HERBERT und AUDREY J. PINSENT, *Nature* **160**, 125 (1947).

<sup>2</sup> K. AGNER, *Biochem. J.* **32**, 1702 (1938).

<sup>3</sup> M. LASKOWSKI und J. B. SUMNER, *Science* **94**, 615 (1941).

<sup>4</sup> K. AGNER, *Ark. Kem. Min. Geol.* **17B**, N:o 9 (1943).

<sup>5</sup> R. K. BONNICHSEN, *Arch. Biochem.* **12**, 83 (1947).