

Werk

Jahr: 1927

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:3

Werk Id: PPN101433392X_0003

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0003 | LOG_0078

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Neue Formeln zur Isostasie*).

Von A. Prey in Prag.

Auf Grund der von mir in den Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, neue Folge XI, gegebenen Entwicklung der Höhen- und Tiefenverhältnisse der Erde nach Kugelfunktionen bis zur 16. Ordnung wurden isostatische Korrekturen für die ganze Erdoberfläche berechnet. Die Isostasie wurde dabei in der Form von Hayford vorausgesetzt mit einer Tiefe der Ausgleichsfläche von 120 km. Die Formeln, welche verwendet wurden, sind in der Vierteljahrsschrift der astronomischen Gesellschaft, Jahrg. 59, bereits gegeben, doch sind dieselben noch in zwei Punkten verändert und verbessert worden. Erstens wurde die kompensierende Masse so verteilt, daß sie von der Ausgleichsfläche nicht nur bis zum Meeresniveau, sondern bis zur festen Begrenzung der Erdoberfläche, also bis zur Höhe der Kontinentalmassen und bis zum Meeresboden reicht. Zweitens wurde die Berechnung der Anziehung aller Massen sowie ihre Kompensation auf den angezogenen Punkt in seiner ursprünglichen Lage durchgeführt und der Punkt nicht ins Meeresniveau verlegt. Dadurch vereinfachen sich die dort gegebenen Formeln wesentlich, namentlich fällt die Entwicklung der Höhenquadrate ganz fort. Es wurden vier Formeln abgeleitet, je nachdem der angezogene Punkt P in der Kontinentalmasse oberhalb oder unterhalb des Meeresniveaus, im Ozean oder in der freien Luft liegt. Die vier Formeln lauten:

1. P im Erdinnern unterhalb des Meeresniveaus:

$$\Delta g = \left\{ Q - 4\pi k^2 \vartheta \left(f - \frac{\vartheta^*}{\vartheta} f^* \right) \left(1 - \frac{2h}{R} - \frac{f-h}{f+d} - \frac{(f-h)^2}{R(f+d)} \right) - 4\pi k^2 \frac{\vartheta}{R} \left(f^2 - \frac{\vartheta^*}{\vartheta} f^{*2} \right) \right\}_{\psi_1 \lambda_1};$$

2. P im Meere:

$$\Delta g = \left\{ Q - 4\pi k^2 \vartheta \left(1 - \frac{\vartheta^*}{\vartheta} \right) \left(h - \frac{h^2}{R} \right) \right\}_{\psi_1 \lambda_1};$$

3. P im Erdinnern oberhalb des Meeresniveaus:

$$\Delta g = \left\{ Q - 4\pi k^2 \vartheta f \left(1 - \frac{2h}{R} - \frac{f-h}{f+d} - \frac{(f-h)^2}{R(f+d)} \right) - 4\pi k^2 \vartheta \frac{f^2}{R} + 4\pi k^2 \vartheta \left(h - \frac{h^2}{R} \right) \right\}_{\psi_1 \lambda_1};$$

4. P in der freien Luft:

$$\Delta g = Q_{\psi_1 \lambda_1}.$$

*) Ausführlich demnächst Gerlands Beiträge, Bd. XVII.

Hier bedeuten:

- k^2 = Anziehungskonstante;
 ϑ = Oberflächendichte der Erde
 (2.7);
 ϑ^* = Dichte des Meerwassers (1.03);
 h = Seehöhe von P ;
 d = Tiefe der Ausgleichsfläche
 (120 km);
 ψ_1 = Komplement der geographischen
 Breite von P ;
 λ_1 = geographische Länge von P ;

$$T_n = S_n - \frac{\vartheta^*}{\vartheta} W_n;$$

$f = \sum S_n$: Entwicklung der Höhen
 der festen Erdoberfläche über
 dem Meeresniveau nach Kugel-
 funktionen;
 $f^* = \sum W_n$: Entwicklung der Tiefen
 der Ozeane;
 $Q = 4\pi k^2 \vartheta \frac{d}{R} \sum T_n$.

Die Größe Q wurde für alle Punkte eines Netzes von 10 zu 10^0 in Breite und von $11\frac{1}{4}$ zu $11\frac{1}{4}^0$ in Länge berechnet. Sie stellt direkt die isostatische Korrektur für die Oberfläche der Kontinente und die Oberfläche des Meeres dar. Die berechneten Werte wurden in eine Karte eingetragen und die Punkte gleicher Korrektur durch Linien verbunden. Daraus lassen sich die Werte mit einer Genauigkeit von 0.002 bis 0.003 cm/sec² entnehmen.

Aus der Karte ersieht man deutlich, wie die Nulllinie der isostatischen Korrektur den Konturen der Kontinente folgt. Längs der Küstenlinie drängen sich die Linien gleicher isostatischer Korrektur zusammen nach Art eines Steilabfalles. Die Kontinente haben durchweg positive Korrekturen in dem Sinne, daß die Summe der Anziehung aller vorhandenen Massen und ihrer Kompensation positiv ist; der größte Wert ist $+0.035$ und liegt im Himalaja. Der Ozean ist durchweg negativ; der größte Wert ist -0.030 und erscheint mehrfach im Südatlantischen Ozean. Die großen Korrekturen fallen durchweg in die Nähe der Küste. Die großen Niederungen der Kontinente und die Mitte der Ozeane haben sehr kleine Korrekturen, doch sind die negativen des Ozeans im Durchschnitt größer als die positiven der Kontinente. Dieser Unterschied rührt von der Definition der Isostasie her, nämlich von der Voraussetzung, daß auf jeder Flächeneinheit der Ausgleichsfläche der gleiche Druck liegt, und nicht die gleiche Masse. Infolgedessen sind für die Kugelfunktion nullter Ordnung, welche eine gleichmäßige Bedeckung der ganzen Erde mit einer Schicht konstanter Dicke, also eine Hohlkugel vorstellt, die Masse und ihre Kompensation nicht massengleich, und es bleibt ein Rest, welcher eine Unsymmetrie hervorruft.

Durch die obigen Formeln und die daraus abgeleiteten Werte ist die durch die Kugelfunktionen bis zur 16. Ordnung dargestellte Massenverteilung genau berücksichtigt. Bei isostatischen Reduktionen ist also nur noch der Einfluß der durch die Entwicklung nicht dargestellten Massen in der näheren Umgebung des Punktes zu berechnen. An einem Beispiel wird gezeigt, daß man die Berechnung der Anziehung aller in den amerikanischen Publikationen mit Ziffern bezeichneten Zonen erspart.