Über die Prüfung der Isostasie durch Schweremessungen*).

Von **Heinrich Jung**.

An einem einfachen Beispiel wird gezeigt, daß das übliche Kriterium für Isostasie, $\varDelta g_0' = 0$, unzureichend ist, da p_0' u. a. noch stark abhängt von der Höhe des Beobachtungsortes über NN. Es wird daher eine weitere Reduktion gefordert, die im Prinzip der Hayfordreduktion ähnlich ist, aber aus praktischen Gesichtspunkten im umgekehrten Sinne durchgeführt wird. Hierzu kann eine von Th. Niethammer ausgearbeitete Rechenmethode benutzt werden, die nur bei sehr großen Höhen versagt. Dieser Mangel wird beseitigt.

Bei der Prüfung des isostatischen Zustandes geht man meist folgendermaßen vor:

Zuerst wendet man die Geländereduktion an, wodurch bekanntlich das wirkliche Terrain in eine unendlich ausgedehnte ebene Platte von der Höhe des Beobachtungsortes mit der Dichte des Gesteins in dessen unmittelbarer Umgebung verwandelt wird. Die Schwerebeschleunigung g geht dabei über in g'. — Hierauf wird der Einfluß der Höhe der Beobachtungsstation über NN beseitigt durch die Freiluftreduktion (Fayesche Reduktion), und man erhält:

$$g_0' = g' \cdot \left(1 + \frac{2h}{R}\right),$$

wenn h die Höhe des Beobachtungsortes und R der Erdradius ist. Unter gewissen Bedingungen**) ist letztere Reduktion auch eine Kondensationsreduktion. Man erhält nämlich auch g_0', wenn man die (durch die Geländereduktion eingeebnete) Reliefmasse***) in NN kondensiert und gleichzeitig den Beobachtungsort senkrecht nach unten in NN verlagert.

---

*) Eine ausführlichere Abhandlung über diesen Gegenstand ist erschienen in der Phys. Zeitschr. 1927, S. 377 (H. Jung: Die Reduktionen der Schwerebeschleunigung und die Lehre von der Isostasie), desgleichen ein weiterer Artikel im Jubiläumsband der Ges. z. Beförd. d. ges. Naturwiss. Marburg, Bd. 62, 7. Heft, 1927 (H. Jung: Die Prüfung der Isostasie durch Schweremessungen).

) Diese sind, daß man die Krümmung der Erde vernachlässigen kann, und daß die kleinste Entfernung des Randes der betrachteten Scholle von der Beobachtungsstation größer ist als $h^2/68$ m (nach F. R. Helmert: Höhere Geodäsie **2, 3. Kap., § 16), wobei h in Metern einzusetzen ist. Dann liegt der Fehler in g_0' unterhalb 0,005 cm.sec^{-2} (so groß muß man ihn in Rücksicht auf unkontrollierbare Reduktionsfehler ansetzen, obwohl die Beobachtungen genauer sein können).

***) Dies ist die Masse oberhalb NN. Die Masse der Erdrinde unterhalb NN soll als „Rindenmasse“ bezeichnet werden (nach R. Wedekind, Marburg).

Den so gewonnenen Wert g_0' vergleicht man nun zur Prüfung der Isostasie mit dem Normalwert der Schwere γ_0, der die Schwerewirkung einer vollkommen homogenen Erdrinde darstellt. Die Heranziehung dieses Normalwertes ist dadurch gerechtfertigt, daß der ihm entsprechende Normalzustand der Erdkruste auch ein Zustand völliger Isostasie ist. Man nimmt also als Kriterium für Isostasie den Ausdruck

$$\varDelta g_0' = g_0' - \gamma_0.$$

Ist $\varDelta g_0' = 0$, so herrscht Isostasie; anderenfalls besteht in der Erdrinde ein Massenüberschuß bzw. ein -defizit, wenn $\varDelta g_0'$ positiv oder negativ ist.

Wendet man nun noch die Bouguersche Reduktion an, wobei g_0' in g_0'' übergeht, so hat man, da dies einer Beseitigung der kondensierten Schicht entspricht, nur noch die Wirkung der Rindenmasse vor sich, und $\varDelta g_0'' = g_0'' - \gamma_0$ sagt etwas aus über das Defizit in der Rindenmasse, das die Reliefmasse kompensieren soll. Nach F. R. Helmert entspricht einem Wert $0{,}00\,a\,\mathrm{cm\,.\,sec^{-2}}$ von $\varDelta g_0''$ ein Defizit, das einer in NN kondensierten Schicht von $10\,.\,a$ Metern bei mittlerer Gesteinsdichte (2,4) gleichkommt. Bei vollkommener Isostasie muß also $10\,.\,a$ ungefähr gleich h sein.

Daß das Kriterium für Isostasie, $\varDelta g_0' = 0$, gewisse Unzulänglichkeiten*) aufweist, wurde schon erkannt, und es ist schon mehrfach auf sie hingewiesen worden. Leichter übersehbare Mängel wurden auch durch weitere Ergänzungsreduktionen beseitigt. Doch ist noch ein recht bedenklicher Mangel stehengeblieben, wie im folgenden gezeigt werden soll:

Nehmen wir an, die ganze Erdkruste sei im Normalzustand [d. h. Oberfläche in NN, untere Grenze in 120 km Tiefe**), konstante Dichte], so herrscht Isostasie. Die Schwerebeschleunigung ist dann an jedem Punkte der Erdoberfläche gleich γ_0. Nun soll ein Zylinder von beliebigem Querschnitt so herausgehoben werden, daß seine neue Oberfläche die Höhe h über NN erhält; dabei soll aber in seinem Innern dieselbe Masse sein wie vorher, so daß seine Dichte geringer wird, aber überall konstant bleibt***). Dann besteht weiter Isostasie, da sich ja die Masse nicht geändert hat. Es soll nun der diesem Zylinder entsprechende Wert g_0' mit γ_0 verglichen werden. Die Beobachtungsstation liege in der Mitte der Zylinderoberfläche.

Die Geländereduktion kommt nicht in Frage, da die Oberfläche eben ist. Führt man die Kondensationsreduktion aus, so sieht man, daß g_0' sicher größer ist als das dem Normalzustand entsprechende γ_0, da sich die Masse unter dem Beobachtungsort nicht geändert hat, aber ein Teil derselben in der Oberfläche kondensiert ist, also sich näher an dem in NN verlegten Beobachtungsort befindet. Und zwar ist dieser Unterschied um so größer, je größer h ist. Man sieht also, daß im Wert g_0' durch die Fayesche Reduktion die Höhe des

*) Sogenannte Pseudoanisostasien, vgl. A. Born: Isostasie und Schweremessung, S. 56—62.

**) Tiefe der Ausgleichsfläche nach F. R. Helmert.

***) Entsprechend der Prattschen Hypothese.

Beobachtungsortes erst zum Teil unschädlich gemacht ist*). Um sie ganz zu beseitigen, ist noch eine weitere Reduktion vorzunehmen.

Aus dem Zustand, der dem Wert g_0' entspricht, kann man den Normalzustand erhalten, indem man die kondensierte Schicht gleichmäßig von NN bis zur Ausgleichstiefe verteilt. Man muß also für unseren Fall einen Wert erhalten, der innerhalb der Fehlergrenze dem Normalwert γ_0 gleich ist, wenn man durch die Bouguersche Reduktion die kondensierte Schicht beseitigt und danach zu g_0'' die Wirkung der auf den Zylinder zwischen NN und der Ausgleichsfläche gleichmäßig verteilten Reliefmasse hinzuaddiert. Der neue Wert sei g_{00}'. $\Delta g_{00}' = g_{00}' - \gamma_0$ gibt dann in diesem einfachen Falle an, ob Isostasie herrscht oder nicht. Wendet man nun auf g_{00}' die Bouguersche Reduktion an, was weiter keine Rechnung erfordert, da die Korrektion schon vorher berechnet wurde, so ergibt sich ein neuer Wert g_{00}'''. $\Delta g_{00}''' = g_{00}''' - \gamma_0$ gibt dann in einwandfreier Weise Aufschluß über den Massenüberschuß oder das -defizit in der Rindenmasse.

Ein Zahlenbeispiel soll die Sachlage erläutern:

Nach F. R. Helmert ist

$$\gamma_0 = 978{,}030 \,.\, [1 + 0{,}005\,302 \,.\, \sin^2 \varphi - 0{,}000\,007 \,.\, \sin^2 (2\,\varphi)] \,\mathrm{cm} \,.\, \mathrm{sec}^{-2}.$$

Der Einfachheit halber wird $\varphi = 0$ gesetzt, d. h. das fingierte Beispiel in den Äquator verlegt. Ferner sei $h = 4000$ m, weiter der Querschnitt des Zylinders ein Kreis mit einem Radius von 250 km. Dann sind alle Bedingungen für einen glatten Verlauf der Reduktionen erfüllt. Die Dichte im Normalzustand wird zu 2,4 angenommen (mittlere Dichte der Erdrinde). Aus $\gamma_0 = 978{,}030 \,\mathrm{cm} \,.\, \mathrm{sec}^{-2}$ ergibt sich dann durch einfache Rechnungen für den Beobachtungsort im Mittelpunkt der Zylinderdeckfläche**): $g = 976{,}895 \,\mathrm{cm} \,.\, \mathrm{sec}^{-2}$. Reduziert man auf die angegebene Weise, so ergeben sich folgende Zahlen:

$$\begin{array}{rlcrl}
\gamma_0 & = 978{,}030 & & & \\
g = g' & = 976{,}895 & & & \\
g_0' & = 978{,}116 & & \Delta g_0' & = + 0{,}086 \text{ anstatt } 0 \\
 & & - 0{,}389 & & \\
g_0'' & = 977{,}727 & & \Delta g_0'' & = - 0{,}303 \ (h = 4000\,\mathrm{m}) \\
 & & + 0{,}301 & & \\
g_{00}'' & = 978{,}028 & & \Delta g_{00}'' & = - 0{,}002 \text{ anstatt } 0 \\
 & & - 0{,}389 & & \\
g_{00}''' & = 977{,}639 & & \Delta g_{00}''' & = - 0{,}391 \ (h = 4000\,\mathrm{m})
\end{array}$$

Man sieht hierbei sehr deutlich, daß die Werte g_{00}'' und g_{00}''' sich von den geforderten Werten nur innerhalb der zulässigen Fehlergrenzen unterscheiden, während g_0' und g_0'' gänzlich unzureichend sind.

*) Dasselbe gilt mutatis mutandis auch von dem Bouguerschen Wert g_0''.

**) Hierbei wird zuerst der Wert γ_0 durch umgekehrte Freiluftreduktion auf den Beobachtungsort mit der Höhe $h = 4000$ m umgerechnet, dann die Wirkung des normalen Zylinders unterhalb des Beobachtungsortes durch die des erhöhten Zylinders ersetzt.

Zu einem brauchbaren Ergebnis kommt man also erst dann, wenn man so tut, als ob völlige Isostasie herrscht, dann unter dieser Voraussetzung die Schwerebeschleunigung so lange reduziert, bis sie dem Normalzustand entspricht, und schließlich den so reduzierten Schwerewert mit dem Normalwert γ_0 vergleicht. Diese letzte Reduktion muß sich naturgemäß über die ganze Erde erstrecken.

Leider ist dies nicht ohne eine weitere Hypothese möglich. Man muß eine Annahme machen über die Art, wie man sich das Relief der Erde unter Wahrung der Isostasie aus dem Normalzustand entstanden denken kann. Hierbei nimmt Pratt in seiner bekannten Hypothese für alle Schollen dieselbe untere Grenze an (in der Ausgleichsfläche), muß aber dafür die Dichte von dem Relief der Erdoberfläche abhängig machen. Dagegen behält Airy überall dieselbe Dichte, muß aber (wie bei schwimmenden Eisschollen) die Eintauchtiefe variabel lassen. Streng richtig sind beide Hypothesen nicht, denn sowohl Dichte wie Eintauchtiefe sind sicher bei jeder Scholle verschieden, außerdem ist die Dichte in jeder einzelnen Scholle nicht einmal konstant. Da der wahre Zustand nicht bekannt ist, muß man eine von diesen Hypothesen der Rechnung zugrunde legen. Als einfachste für die Durchführung der Reduktion bietet sich die Prattsche Hypothese dar*), und diese soll im folgenden benutzt werden. — Selbstverständlich kommt noch hinzu, daß die Schollen nicht ungestört beweglich sind, daß das Magma keine ideale Flüssigkeit darstellt usw., so daß in Wirklichkeit die Ausgleichsfläche überhaupt nicht existiert und somit die Isostasie auch nur ein Zustand ist, dem die Natur mehr oder weniger nahezukommen sich bestrebt**). Damit werden die vorliegenden Betrachtungen noch nicht illusorisch, da sie in vielen Fällen als weitgehende Annäherung ihren Wert behalten und die isostatischen Kräfte die Gestaltung der Bewegungen in der Erdkruste doch in sehr starker Weise beeinflussen. Ferner ist es meiner Ansicht nach durchaus notwendig, zuerst die Idealfälle soweit wie möglich in Ordnung zu bringen, ehe man sich mit den Komplikationen, die die Wirklichkeit mit sich bringt, befaßt.

Ist die Schwerebeschleunigung erst so weit reduziert, wie es nach den obigen Betrachtungen nötig ist, so hat eine Abweichung des neuen Wertes g_{00}''' von dem Normalwert γ_0 zweierlei zu bedeuten:

1. Es kann eine tatsächliche Isostasiestörung vorliegen,

2. die Lagerungsverhältnisse in der betrachteten Scholle weichen ab von denen, die die Prattsche Hypothese fordert.

Punkt 1 ist der wichtigste. Doch kann auch der zweite Punkt Bedeutung gewinnen, indem größere Schwankungen in $\Delta g_{00}'$ bei einer offensicht-

*) Übrigens ist das Ergebnis von dem, das man mit Hilfe der Airyschen Hypothese erhält, nicht sehr verschieden, da bei Pratt die Dichte nur wenig schwankt wegen der Kleinheit der Reliefunterschiede im Vergleich zur Ausgleichstiefe.

) Vgl. B. Gutenberg: Die Bedeutung der Isostasie. Gerlands Beitr. z. Geophysik **16, Heft 4, 1927.

lich einheitlichen größeren Scholle Aufschluß über den geologischen Bau geben können. Über den isostatischen Zustand gibt dann ein geeigneter Mittelwert Auskunft.

Diese Gedanken sind insofern nicht ganz neu, als schon J. F. Hayford in derselben Weise eine Reduktion gefordert und auch durchgeführt hat*). Doch geht er umgekehrt vor wie üblich, indem er nicht den gemessenen Schwerewert reduziert, sondern den Normalwert, den er dann mit dem beobachteten Wert vergleicht. Hierbei müssen aber so viele Umstände berücksichtigt werden, daß die Reduktion sehr kompliziert wird, obwohl alles in übersichtlichen Tabellen niedergelegt ist. Außerdem ist die Reduktion viel zu genau durchgeführt. Dies hat Th. Niethammer erkannt**). Er hat die Methode von Hayford einfacher gestaltet, aber das Prinzip ist dasselbe geblieben.

Deshalb möchte ich vorschlagen, den allgemein üblichen Weg zu gehen und den beobachteten Schwerewert zu reduzieren. Durch die früher angewandten Reduktionen (Geländereduktion, Fayesche Reduktion usw.) ist schon so weit vorgearbeitet, daß nunmehr für den letzten Schritt einfache Verhältnisse vorliegen. Die Methode von Niethammer ist dann gut anwendbar***) und gestaltet die Durchführung der Reduktion so bequem wie möglich. Außerdem hat dieser Weg noch den Vorteil, daß die früheren Reduktionen benutzt werden und daher Vergleiche zwischen ihren Ergebnissen möglich sind, was bei der Methode von Hayford und Niethammer wegfällt, so daß dann auch noch die anderen Reduktionen gesondert berechnet werden müssen.

Da Niethammer als mittlere Dichte der Erdrinde 2,7 annimmt, habe ich alle im folgenden in Betracht kommenden Zahlen für die Dichte 2,4 umgerechnet. Sonst folge ich genau Niethammer, l. c. (wo sich auch die Zahlen für die Dichte 2,7 befinden).

Nach Ausführung der Bouguerschen Reduktion handelt es sich darum, die in NN kondensierte Schicht gleichmäßig bis zur Ausgleichstiefe zu verteilen. Zu diesem Zwecke teilt man die Erdoberfläche durch einen Kreis um den Beobachtungsort mit einem Radius von 194 km in zwei Teile. Zuerst soll das Innengebiet betrachtet werden. Die kondensierte Schicht ist schon durch die Bouguersche Reduktion abgehoben. Es ist also nur noch die Korrektion in der Rindenmasse auszuführen. Hierzu wird das Gebiet durch Kreise in Ringe zerlegt und jeder Ring durch acht Radien in acht unter sich gleiche Sektoren.

---

*) Hayford and Bowie: The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity, Coast and geodetic survey. Spec. public. Washington 1912, No. 10.

**) Th. Niethammer: Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebestimmung. Verhandl. d. Naturforscherges. Basel 28, 206 (1917).

***) d. h. nur seine Rechenmethode. Die Formeln bleiben dieselben, doch kehren sich alle Vorzeichen um.

Die Kreise sind so ausgewählt, daß (bei der mittleren Dichte 2,4 und der Ausgleichstiefe 120 km) der Betrag, den jeder Sektor zur Korrektion liefert, gleich

$$h \, . \, 10^{-6} \, \mathrm{cm} \, . \, \mathrm{sec}^{-2} \quad (h \text{ in Metern})$$

ist, wenn h die mittlere Höhe in diesem Sektor bedeutet. Die äußeren Radien der einzelnen Zonen sind (auf Kilometer abgerundet):

Zone	I	10 km	Zone	VI	83 km
„	II	21 „	„	VII	109 „
„	III	33 „	„	VIII	143 „
„	IV	47 „	„	IX	194 „
„	V	64 „			

Der Einfluß der Erdkrümmung ist so gering, daß er unbeachtet bleiben kann. Ferner braucht nicht, wie bei Niethammer, die Stationshöhe berücksichtigt zu werden, da durch die Fayesche Reduktion der Beobachtungsort in NN verlegt worden ist. Wenn die Gesteinsdichte Θ am Beobachtungsort erheblich von 2,4 abweicht, ist das Ergebnis der Zone I (eventuell auch der nächsten Zonen) mit $\Theta/2,4$ zu multiplizieren.

Im Außengebiet muß die Erdkrümmung berücksichtigt werden. Deshalb ist hier die Reliefmasse durch die Bouguersche Reduktion noch nicht beseitigt, denn das ist nur der Fall, solange die kondensierte Schicht als eben angesehen werden kann. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes hat Niethammer die Korrektion berechnet, wobei er annahm, daß die Beobachtungsstation in NN liegt und die Reliefmasse in NN kondensiert ist*). Ersteres ist durch die Fayesche Reduktion erfüllt, letzteres hat keinen großen Einfluß auf das Ergebnis, ist also zulässig. — Wieder werden Ringzonen gebildet, deren jede durch n Radien in n Sektoren geteilt wird. Die Zonen sind so gewählt, daß der Einfluß jedes Sektors auf die Korrektion gleich

$$h \, . \, 10^{-x} \, \mathrm{cm} \, . \, \mathrm{sec}^{-2} \quad (h \text{ in Metern})$$

ist, wenn h wieder die mittlere Höhe in dem betreffenden Sektor bedeutet. Hierfür gilt folgende Tabelle:

Zone	Äußerer Radius	n	x	Zone	Äußerer Radius	n	x
1**)	4° 15′***)	16	6	7	105°	16	8
2	12	8	6	8	139	16	8
3	18	16	7	9	155 30′	4	8
4	37	16	7	10	167	16	9
5	71	8	7	11	180	8	9
6	85	16	8				

Die innerste Grenze, 194 km, entspricht 1° 45′.

---

*) Dies ist durch die Fayesche Reduktion für das Außengebiet nicht erfüllt, da diese Reduktion bei Berücksichtigung der Krümmung nicht mehr eine Kondensationsreduktion ist.

**) Die Zonen sind hier in umgekehrter Richtung gezählt wie bei Niethammer.

***) Auf $\frac{1}{4}$° abgerundet.

Eine einfache Überschlagsrechnung zeigt, daß die Wirkung der Zonen 6 bis 11 stets unter der Fehlergrenze liegt; meist sind auch noch die Zonen 4 und 5 zu vernachlässigen, doch bedarf dies jedesmal besonderer Prüfung.

Bisher wurden nur die Kontinente berücksichtigt. Für die Ozeane hat Niethammer (l. c.) berechnet, daß man dasselbe Zonensystem benutzen kann, wenn man die Korrektion mit $\frac{\Theta_w - \Theta}{\Theta}$ multipliziert [Θ_w = Dichte des Meerwassers, Θ = mittlere Dichte der Erdkruste]*). Für $\Theta_w = 1,03$ und $\Theta = 2,4$ ergibt sich hierfür $-0,57$**).

Im Innengebiet muß noch für das Meer eine dem Bouguerschen Verfahren analoge Reduktion vorgenommen werden. Da der Ozean nicht kondensiert worden ist, führt man diese Reduktion am praktischsten genau wie die Geländereduktion durch, wobei man $\Theta = 2,4$ setzt. Dann muß man das Ergebnis mit $+0,57$ multiplizieren, damit das Vorzeichen richtig herauskommt (da es sich um Ersatz des Wassers durch schwereres Gestein handelt, muß die Korrektion positiv sein).

Dieses Verfahren geht so vor sich, daß man zuerst so tut, als ob sich an Stelle des Meeres Luft befände, und durch die Geländereduktion auf NN einebnet (eigentlich auf die Höhe des Beobachtungsortes; dieser ist aber in NN verlegt worden. Bei Ausführung der Geländereduktion ist die Reliefmasse dann als kondensiert anzusehen, d. h. mit der Oberfläche in NN). Zuletzt kommt dann die Multiplikation mit 0,57, wodurch die Anwesenheit des Wassers berücksichtigt wird.

Darauf wird die Reduktion von Niethammer in der vorher beschriebenen Weise weitergeführt.

Ist $h^2/68$ wesentlich größer als 194000 m, was eintritt, wenn h ungefähr 3500 m übersteigt, so ist die Methode von Niethammer nicht in der oben beschriebenen Form anwendbar, da dann die durch die Bouguersche Reduktion beseitigte Reliefmasse auch einen Teil des Außengebietes überdeckt. Man kann dann folgendermaßen vorgehen:

Zuerst führt man die Geländereduktion durch, und zwar wenn nötig bis zu einem Umkreis von 194 km (in der Praxis wird man meist mit einer weit kleineren Umgebung auskommen).

Dann beseitigt man die Reliefmasse des Innengebietes, wozu nunmehr die Bouguersche Reduktion in der üblichen Form nicht zu brauchen ist. Ist Θ die Gesteinsdichte am Beobachtungsort, so hat diese Korrektion den Wert

$$-\Theta \cdot f,$$

*) h ist dann die mittlere Tiefe des Ozeans in dem betreffenden Sektor.

**) Eigentlich ist hieran noch eine kleine Korrektion anzubringen, doch ist dies ohne merklichen Einfluß.

wobei man f, das von h allein abhängt, aus folgender Tabelle entnimmt:

h (in Metern)	f*)	h (in Metern)	f*)
3500	0,1453	6500	0,2678
4000	0,1659	7000	0,2880
4500	0,1864	7500	0,3081
5000	0,2068	8000	0,3282
5500	0,2272	8500	0,3483
6000	0,2475	9000	0,3683

Die f-Werte für dazwischenliegende h kann man durch lineare Interpolation erhalten. Die Genauigkeit ist groß genug.

Führt man jetzt noch die Fayesche Reduktion durch, so erhält man den Bouguerschen Wert g_0''.

Um g_{00}'' und g_{00}''' zu berechnen, verfährt man mit g_0'' so, wie es oben beschrieben wurde, da jetzt alle Voraussetzungen für die Formeln von Niethammer erfüllt sind. — g_0' muß gesondert berechnet werden, entweder nach der gewöhnlichen Methode oder aus g_0'' durch die Bouguersche Reduktion mit positivem Vorzeichen.

Zum Schluß soll an einem einfachen Beispiel die Brauchbarkeit der oben beschriebenen Methode von Niethammer gezeigt werden. Es soll, von dem Normalzustand der Erde ausgehend, die ganze Erdoberfläche gemäß der Prattschen Hypothese bis zur Höhe $h = 1000$ m herausgehoben werden. Dann sieht man leicht ein, daß sich g_{00}'' von g_0' nicht unterscheidet (da die beiden entsprechenden Zustände der Erdrinde durch konzentrische Verlagerung ganzer Kugelschalen ineinander übergehen). Die Reduktion muß also den Wert 0 haben. Die Durchrechnung liefert dann**):

Bouguersche Reduktion	— 0,0997
Korrektion im Innengebiet	+ 0,072
Korrektion im Außengebiet	+ 0,0285
	+ 0,0008

Dies stimmt mit dem geforderten Ergebnis mehr wie hinreichend überein.

*) Die f-Werte sind errechnet nach der Formel für die Schwerewirkung eines Kreiszylinders auf den Mittelpunkt der Deckfläche. Vgl. F. R. Helmert: Höhere Geodäsie **2**, 3. Kap., § 2.

**) Hierbei wurden im Außengebiet alle Zonen berücksichtigt. Vernachlässigt man die letzten, so liegt die Abweichung immer noch innerhalb der zulässigen Fehlergrenze (0.005 cm . sec^{-2}).

Marburg, Geologisches Institut, im Juni 1927.