

Werk

Jahr: 1941

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:17

Werk Id: PPN101433392X_0017

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0017|LOG_0032

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

Die Schwere auf den Hawaii-Inseln

(Über Reduktionen, Isostasie und Verwandtes)

Von Robert Schwinner, Graz. — (Mit 8 Abbildungen)

Die großen *positiven Schwereanomalien* (reduziert nach „Frei-Luft“) auf allen Stationen der Hawaii-Inseln entsprechen recht genau der Anziehung der flachen Basaltkegel dieser Schild-Vulkane, diese nämlich auf einen ebenen und im isostatischen Gleichgewicht befindlichen Meeresboden einfach aufgesetzt gedacht. Von isostatischen Kompensationsmassen könnten für diese Bauten nur solche in Betracht kommen, welche sehr tief liegend oder „regional“ auf weitem Umkreis ausgebreitet gedacht werden: d. h. solche, deren Anziehung auf die Station absolut, und besonders im Verhältnis gegen jene sehr große topographische Korrektur unbedeutend ist. Ob nun unkompensiert oder derart symbolisch kompensiert, das Gewicht der hawaianischen Vulkanbauten wird hauptsächlich von der Festigkeit der Kruste getragen. Bei Mauna Loa mag eine teilweise Kompensation sich daraus ergeben, daß das geschmolzene Magma seines Herdes spezifisch leichter ist als das kristallinische Nebengestein. Dagegen erwiesen sich in dem *Schwereprofil S. Franzisko—Honolulu—Guam* die der Flur des Ozeanbodens aufgesetzten unterseeischen Rücken zu großem Teile (bis $\frac{2}{3}$) isostatisch kompensiert: sie stammen wohl, wie der Sockel der Inselgruppe, schon aus dem Pliozän, die hohen Vulkanaufbauten erst aus dem Quartär. — Allgemeiner ergab sich aus diesen Erfahrungen, daß auch bei der gebräuchlichen Berechnung der isostatischen Reduktion eigentlich die topographische Korrektur die Hauptrolle spielt, nicht die „Kompensation“. Solche Reduktionen nach feststehendem Schema in immer größerem Umfang durchzuführen, verspricht keine besonderen Einsichten in die Untergrundverhältnisse. Dies kann nur erreicht werden durch *individuelle Bearbeitung* der naturgegebenen geologischen Einheiten, der selbständigen Krustenschollen; und zwar (nach Vorbild der Erdmagnetiker) durch sukzessive Sonderung der Einflüsse, die von dem *Planetarischen*, die von dem *regionalen (kontinentalen) Störungsfeld*, und jener, die von *lokalen Störungsmassen* stammen; Deutung der beiden letzteren hat an Hand des geologischen Befundes zu erfolgen.

Von den Hawaii-Inseln, die fern, mitten im Stillen Ozean liegen, ist bei uns sicher nicht oft die Rede. Aber dank der merkwürdigen Duplizität der Ereignisse hatte ich gerade die Korrektur einer Arbeit mit Bemerkungen über die Schwere dortselbst [8, S. 128/130] in der Hand, als ich durch die Freundlichkeit von Herrn A. Vening Meinesz Kenntnis von einer Arbeit desselben [11] erhielt, deren Gegenstand eben die Schwere in Hawaii ist. Weiter ging allerdings die Duplizität nicht; das Ergebnis war dort ziemlich das gerade Gegenteil dessen, was ich dazu bemerkt hatte. Das legte nahe, den Gegenstand neuerlich nachzuprüfen. Es zeigte sich, daß die verhältnismäßig einfache Sachlage weitgehende Schematisierung

und Vereinfachung der Probleme gestattet, und daß dadurch Antworten auf theoretische Fragestellungen der Schwerelehre sich ergeben, welche sonst in den verwirrenden Einzelheiten des Sachbefundes versinken, oder aus der unübersichtlichen Rechnungsführung nicht herausgearbeitet werden können. Das berechtigt, den Gegenstand hier nochmals kurz zu behandeln.

Die Hawaii-Inseln sind *rein vulkanische* Bildungen. Aus einer gut 2500 km langen *Scherspalte* *), die ziemlich genau WNW—ESE streicht, ist an einzelnen Ausbruchspunkten ein Magma ausgeflossen, das vom sehr basischen Limburgit und Pikrit bis zu intermediärem (eventuell auch oligoklasführendem) Andesit abändert (ungefähr von 40 bis 60% SiO₂); es war sehr dünnflüssig, heiß und gasarm, und bildete daher *Schildvulkane*, kegelförmige Bauten aus den übereinandergeflossenen Lavaströmen, der Dünnflüssigkeit entsprechend mit der diesem Typus eigenen Böschung von nur 6° im Durchschnitt. Allerdings, an einzelnen Stellen finden sich steilere Abfälle: vom Mauna Kea gegen NE hinab, bis zur Isobathe — 4000 m durchschnittlich 8° 30', in der Mittelzone des Mauna Loa wird bis 10° gemessen, vom Haleakala (Maui) hat es gegen NE 11°, gegen Süd sogar

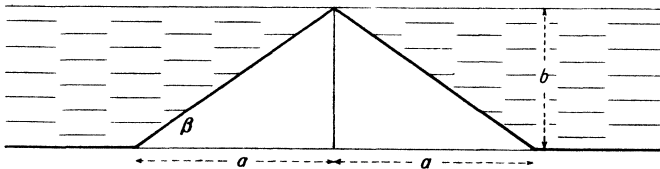


Fig. 1

16°, das kommt wohl nicht von der ursprünglichen Aufschüttung, sondern von tektonischen Abbrüchen. Dagegen ist die Durchschnittsböschung von Oahu hinab bis zur Isobathe — 4000 m flacher, im Gesamtdurchschnitt etwa 3 bis 4°, aber nicht einheitlich, das kommt hier durch Einschaltung einer unterseeischen Plattform bei — 2000 m zustande. Die Inseln werden gegen NNW immer niedriger (und kleiner): Hawai erreicht im Mauna Kea 4214 m, im tätigen Vulkan Mauna Loa 4168 m, Maui in dem ebenfalls tätigen Haleakala 3058 m, Oahu hat erloschene Kegel von 1250 und 950 m, Nihoa erreicht noch 273 m, Necker Island 79 m, die weiteren Leeward-Inseln kommen gerade noch über den Meeresspiegel (oder auch das nicht einmal).

Die *Schweremessungen* ergaben überall *große positive Anomalien* — nach jeder Reduktionsweise. Wir gehen aus von den *Freiluft-Anomalien* (die Mehrzahl der Stationen liegt ohnedies ja fast im Meeresniveau). Die einfachsten Ver-

*) *Scherung* als Ursache anzusehen, dafür spricht — neben allgemeineren Überlegungen [8, 9] — das Auftreten der zweiten (konjugierten) Hauptscherrichtung (NE—SW): in den Meeresstraßen, welche zwischen den Inseln das submarine Plateau zerlegen, und in anderen kleinen Brüchen, wie in der Südostflanke der Insel Hawai und, mit der anderen Richtung abwechselnd, in ihren zackigen Umrissen usw.

hältnisse zeigen offenbar die Schwerestationen auf den kleinen Inseln des NW-Teiles der Gruppe, von denen drei vorliegen. Als *Modell* dieser nehmen wir einen *Kegel*, der von einem ebenen Meeresboden in der Tiefe von -4000 m ($b = 4 \cdot 10^5$ cm) gerade bis zum Meeresspiegel heraufreicht, mit einer Böschung der Flanken von $\beta = 6^\circ$. Dann ist $a = b \cdot \text{ctg } \beta = 3.8057 \cdot 10^6$ cm oder rund 38 km der Halbmesser des Basiskreises; damit wird das *Volumen* des Kegels $6.0670 \cdot 10^{18}$ cm³. Als *Dichte* der störenden (und lastenden) Masse nehmen wir $\vartheta = 1.9$ g/cm³. Das bedeutet, wenn die Dichte des Meerwassers zu $\vartheta_w = 1.028$ angenommen wird [11, S. 5], daß die Dichte dieses Basaltes 2.928 wäre (Messungen an Laven des Mauna Loa ergaben 2.936 , am Kilauea 2.926). Damit wird die störende *Masse* des Kegels im ganzen:

$$M = 1.1527 \cdot 10^{19} \text{ g}$$

und die durchschnittliche *Belegung des Basiskreises*, die störende Masse auf ihm gleichförmig ausgebreitet und kondensiert gedacht:

$$m = \frac{1}{3} \cdot b \cdot \vartheta = 2.5333 \cdot 10^5 \text{ g/cm}^2.$$

Würde, wie vielfach leider Brauch bei Geodäten, die Gesteinsdichte zu 2.67 angenommen, also $\vartheta' = 1.642$, so würde die Gesamtmasse $M' = 9.9618 \cdot 10^{18}$ g, und die durchschnittliche Belegung der Basis zu $m' = 2.1893 \cdot 10^5$ g/cm².

Die *Anziehung*, welche ein Kegel auf seine Spitze ausübt, ist:

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot b \cdot \left(1 - \frac{b}{\sqrt{a^2 + b^2}}\right) = 2\pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot b \cdot (1 - \sin \beta).$$

Darin ist zu setzen die Gravitationskonstante $G = 6.66619 \cdot 10^{-8}$; $b = 4 \cdot 10^5$ cm; $\vartheta = 1.9$.

$\beta =$	8°	7°	6°	5°	4°	3°
$1 - \sin \beta =$	0.86083	0.87813	0.89547	0.91284	0.93024	0.94766

[eine Änderung von β um 1° bedingt eine Änderung von Δg um $13/4\%$ (d. i. nach dem Folgenden um rund 5 Milligal); eine Änderung von b um 100 m gibt eine Änderung von Δg um $21/2\%$ (d. i. um 7.1 Milligal, also beides nicht sehr viel)]; damit wird:

$$\Delta g = 285.06 \text{ Milligal.}$$

Das entspricht recht nahe den Schwereanomalien, welche auf den kleinen *Leeward-Inseln* gemessen werden; Nihoa + 275 , Necker + 295 , East Island + 315 Milligal.

Für *Hawaii* ist der Kegel doppelt so hoch, $b_1 = 8 \cdot 10^5$ cm, und die obere Hälfte ist außer Wasser, als Dichte derselben gilt also nicht 1.9 , sondern 2.928 , oder es ist zu dem Kegel von $b = 8$ km und $\vartheta = 1.9$ noch ein Kegel hinzuzurechnen von $b' = 4$ km und $\vartheta_w = 1.028$. Damit ergeben sich die Massen

$$M_1 = M \cdot \left(2 + \frac{1.028}{1.9}\right) = 2.9291 \cdot 10^{19} \text{ g}$$

und

$$m_1 = 6.4373 \cdot 10^5 \text{ g/cm}^{-2}.$$

Damit wird die Anziehung $\Delta g_1 = 724.34$ Milligal. Das ist immerhin merklich mehr als die dort gemessene Anomalie (s. S. 171 Mauna Kea + 662, Mauna Loa + 698 (beides Milligal, Freiluft). Man könnte das vielleicht durch andere Annahmen in der Dichte (allerdings stammen die angegebenen Messungen 2.926 und 2.936 gerade von hier) oder in der Oberflächenform ausgleichen (größere Steilheit, doch wird das, soweit annehmbar, nicht viel nützen). Vielleicht aber ist das auf gewisse Ausgleichsmassen im Untergrund zu deuten. Worüber später (S. 169).

Vor weiterem besprechen wir *einige Korrekturen*, welche theoretisch in Frage kommen könnten. Die Praxis der isostatischen Reduktion hat gezeigt, daß auch die Anziehung der fernen Kontinente und Ozeane sich zu etlichen Milligal aufsummt (das gilt natürlich nicht bloß für die isostatische Reduktion, das sollte bei einer rein topographischen oder verbesserten Bouguerschen Reduktion auch berücksichtigt werden). Heiskanen hat dankenswerterweise in Tabellen und Karten [4] die Anziehung von entfernteren Massenunregelmäßigkeiten gegeben, nämlich der Hayfordschen Zonen 10 bis 1, mit anderen Worten, der ganzen Erdoberfläche außerhalb eines Umkreises von $7^\circ 51.5'$ oder von rund 870 km von der Station weg gemessen, unter der Annahme, daß die Hayfordsche Hypothese der Isostasie mit einer Kompensationstiefe von 113.7 km für die ganze Erde gültig sei. Danach wäre für einen Punkt von 20° nördliche Breite und 160° westlich von Greenwich der gemessenen Schwere eine Korrektur von -19.5 Milligal hinzuzuzählen (*to be added*). Vening Meinesz — an dessen Angaben wir uns hier halten müssen — verwendet aber eine Abart der Airyschen Hypothese, und zwar mit einer viel geringeren Kompensationstiefe, nämlich 30 km, also dürfen wir hier nur die Hälfte dieser Korrektur in Rechnung stellen (Airy mit Kompensationstiefe T ist grob gerechnet Hayford mit $2T$, vgl. [4], S. 8/9, *table II* und *III*). Außerdem wäre noch die indirekte Wirkung dieser Schwerestörung zu bedenken, die sogenannte Bowie-Reduktion. Diese beträgt (ebenda, S. 12) für den genannten Punkt $+2.41$ Milligal (doch haben wir davon wohl auch nur die Hälfte einzurechnen). Außerdem erzeugt der gedachte, unter Wasser verborgene Basaltkegel von 4 km Höhe noch eine *lokale Hebung (Aufwölbung) der Niveauläche*. Potential des Kegels ist bekanntlich

$$V = \pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot b \cdot (\sqrt{a^2 + b^2} - b) = \pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot b^2 \cdot \left(\frac{1}{\sin \beta} - 1 \right).$$

Die Erdschwere können wir unbedenklich hier als konstant annehmen. Damit ist die Hebung der Niveauläche durch die Anziehung dieses Basaltkegels $h = \frac{V}{g}$, oder, wenn wir die Schwere hier wieder einfach als normal setzen (auch eine Beachtung der Störung von g würde nichts ausmachen), also $g = 978.634 \text{ cm/sec}^{-2}$, ist $h = +8.71 \text{ m}$, was eine Korrektur in g von nicht ganz $+3$ Milligal bedingen würde. Wir tun wohl am besten, diese theoretisch nicht unbedenklichen Korrekturen — zumal sie sich ohnedies zum Teil wegen verschiedenen Vorzeichens wegheben — gänzlich beiseite zu lassen. Auf solche Kleinigkeiten kommt es bei den massiven Schwerestörungen von Hawaii nicht an.

Zur *Veranschaulichung der Isostasie* benutzen wir wieder vereinfachte Modelle, und zwar zwei gegensätzliche Annahmen. Wir denken uns den Basaltkegel von

4 km Höhe, einem Abfall der Böschung von 6° und der Dichte $\vartheta = 1.9$ (wie oben kompensiert durch eine negative Störungsmasse gleicher Größe *), die wir im Untergrund in verschiedener Weise verteilt denken:

I. Die Masse des Kegels sei auf *einer horizontalen Kreisscheibe gleichmäßig verteilt* und kondensiert gedacht, welche den Halbmesser r hat und deren Mittelpunkt in der Tiefe z lotrecht unter der Station liegt. Die Dicke der Scheibe sei dz und die Dichte ϑ , so daß auf jeder Flächeneinheit die Masse $\vartheta \cdot dz$ kondensiert gedacht ist. Diese Kreisscheibe übt auf die Station die Anziehung aus von:

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot dz \cdot \left(1 - \frac{z}{\sqrt{r^2 + z^2}}\right).$$

Von den Umständen dieser Kompensation können variiert werden: die Kompensationstiefe z und der Halbmesser der Kreisscheibe r ; ist dieser gleich dem Halbmesser der Kegelbasis (a), so ist diese isostatische Kompensation *lokal* zu nennen, ist er ein Vielfaches von jenem, so nennt man die Kompensation *regional*. Diese Annahme kann als vereinfachte Darstellung der Airyschen Hypothese angesehen werden. (Bei genauer Nachbildung des Airyschen Verfahrens müßte wohl auch die Kompensationsmasse auf der Kreisscheibe sozusagen konisch verteilt werden, am dichtesten in der Mitte und linear gegen außen abnehmend. Wir beabsichtigen aber nur grobe Schätzungen und da würde sich das dafür nötige Mehr an Rechenarbeit nicht lohnen, und die Unübersichtlichkeit der Formeln unzumutbar sein). Die Flächenbelegung $\vartheta \cdot dz$ ist wegen der Bedingung, daß die Gesamtkompensationsmasse der Masse des Kegels gleich sein soll, nicht mehr frei anzunehmen, sondern durch die Wahl des Scheibenhalbmessers gleichzeitig bestimmt; denn es muß sein: $\vartheta \cdot dz \cdot r^2 = m \cdot a^2$ (Bezeichnungen wie S. 161). So erhält man:

Tabelle 1

Komp.- Tiefe z km	Radius der Kreisscheibe mit Kompensationsmasse $r =$					
	$a = 38$ km	$2a = 76$ km	$3a = 114$ km	$4a = 152$ km	$5a = 190$ km	$10a = 380$ km
	Anziehung in Milligal auf Station, z km im Lot überm Scheibenmittelpunkt					
30	51.02	16.80	8.79	5.34	3.58	0.80
60	16.50	10.10	6.30	4.20	2.97	—
90	8.38	6.27	4.49	3.25	2.43	—
120	4.96	—	—	—	—	—

Vening Meinesz verwendet als Radius der *regionalen* isostatischen Kompensation a. a. O. 58.1; 116.2; 174.3; 232.4 km. Diese Ziffern sind nicht ohne weiteres mit denen unserer Tabelle zu vergleichen, da müßten wir ihnen noch einen größeren Teil des ursprünglichen Basisradius des Kegels zuschlagen (nicht den ganzen,

*) Es ist manchmal hervorgehoben worden, daß nicht die gleiche Masse, sondern der gleiche Druck wesentlich wäre, daß bei ausgedehnten Körpern die Erdkrümmung, das Konvergieren der Schwerevektoren berücksichtigt werden müsse usf. Gegenüber Schwerstörungen, die zwischen 200 und 700 Milligal liegen, machen alle diese Feinheiten nichts Erhebliches aus.

weil die stark ausgedünnten Randteile überhaupt wenig wirken, und noch weniger wegen der so stark seitlich gerückten Lage auf die Vertikalkomponente. Das kann man schätzungsweise in die Tabelle interpolieren).

II. Die Kompensationsmasse wird *gleichmäßig in den Raum eines geraden Kreiszylinders verteilt* gedacht, in dessen lotrechter Achse die Station um die Strecke c oberhalb der oberen Deckfläche liegt. (Bei unserer Annahme der mittleren Meerestiefe ist $c = 4$ km zu setzen.) Die Höhe des Zylinders ist h , der Radius seiner Grundfläche r . Die Raumdichte ist wieder dadurch bestimmt, daß die Kompensationsmasse gleich der Masse des Vulkankegels sein soll, also:

$$\vartheta \cdot h \cdot r^2 = m \cdot a^2.$$

So erhält man in diesem Falle:

Tabelle 2

Komp.- Tiefe $h + c$ km	Radius des Grundkreises des Zylinders mit Kompensationsmasse $r =$					
	$a = 38$ km	$2a = 76$ km	$3a = 114$ km	$4a = 152$ km	$5a = 190$ km	$10a = 380$ km
	Anziehung in Milligal, Station $c = 4$ km ober Deckfläche in der Achse					
60	43.99	16.77	8.69	5.29	3.55	1.06
120	25.96	11.46	6.57	4.26	2.98	0.94
180	18.26	8.56	5.16	3.49	2.52	—
240	14.06	6.79	—	—	—	—

Das kann als vereinfachte Darstellung der Hayfordschen Hypothese bezeichnet werden. Vergleich mit der Tabelle von Fall I zeigt, daß die Faustregel: „Airy mit $T =$ Hayford mit $2T$ “ nur sehr grob gerechnet gilt.

III. Die *Gesamtmasse des Basaltkegels sei zur Kompensation in einen Punkt kondensiert*, der im Lot z km unter der Station liegt. Wir variieren diesmal auch die Masse des Vulkankegels, der von einem Meeresboden in -4 km eben bis zur Oberfläche hinaufreicht (entsprechend verschiedener Annahmen der Dichte ϑ).

Tabelle 3

Komp.- Tiefe z km	Dichte des zu kompensierenden Kegels, Gestein minus Meerwasser		
	$2.67 - 1.028 = 1.642$	$2.928 - 1.028 = 1.9$	$3.07 - 1.028 = 2.042$
	Anziehung in Milligal, auf Station z km im Lot ober Kompensationsmasse		
30	73.79	85.38	91.76
60	18.45	21.345	22.94
80	10.38	12.01	12.90
90	8.19	9.49	10.20
120	4.61	5.34	5.74

Dies ist die obere Grenze für jede Kompensationswirkung.

Aus den mitgeteilten Ziffern ergeben sich ohne weiteres wichtige Folgerungen. Die großen positiven Schwereanomalien der Hawai-Inseln können großenteils *einfach und fast ohne Hypothesen* erklärt werden. Der ebene Boden des Stillen Ozeans mag ungefähr im Gleichgewicht sein, so daß über ihm normale Schwere

herrscht — was durch die Stationen auf hoher See bestätigt wird (170). Man denke nun die Schildvulkane diesem Meeresboden einfach aufgesetzt, so muß die Anziehung dieser zusätzlichen Masse in g_0 , der nach Faye (Frei-Luft) reduzierten Schwere, als positive Anomalie zum Ausdruck kommen. Nach unserer Rechnung beträgt die Anziehung eines solchen Basaltkegels, der von einem 4 km tiefen Meeresboden gerade aus dem Wasser auftaucht (die kleinen „Leeward“-Inseln) 285 Milligal, die der doppelt so hohen Hawai-Vulkane auf ihre Spitze 724 Milligal. Das stimmt beide Male zu den gemessenen Werten.

Die *isostatische Reduktion* vereinigt in ihrer gebräuchlichen Form in *einem* Rechnungsvorgang zwei wesentlich verschiedene Posten. Der eine („topography“) stammt von den Unregelmäßigkeiten der topographisch erfaßbaren Oberfläche: das sind bei den Hawai-Inseln eben weit und breit nur die Schildvulkane, und was die Reduktionsrechnung aus einzelnen „Kompartimenten“ dafür zusammensucht, haben wir mit der Anziehung dieser so regelmäßigen Formen als Kegel stylisiert einfach berechnen können (von den fernen Hayford-Zonen sehen wir ab. Vgl. S. 162). Die „compensation“ geht auf die hypothetischen Kompensationsmassen im Untergrund, wie sie nach gewissem System angenommen werden. Wo oben zuviel ist, müßte unten entsprechend weniger Masse sein (ein solcher Massendefekt ist natürlich nicht als Loch zu denken, sondern als geringere Dichte, als sonst in diesen Schichten im Mittel herrscht), und wo oben zu wenig wäre, unten mehr. So würden nach gewissen, vorerst noch ganz willkürlich angenommenen Zusammenhängen die Unregelmäßigkeiten des sichtbaren Erdreliefs isostatisch ausbalanciert zu einer Art Schwimmgleichgewicht. Die Berechnung der isostatischen Reduktion — wie sie gebräuchlich — ist einerseits sehr mühsam, andererseits unübersichtlich. Den ersten Übelstand haben Rationalisierungen, Tabellenwerke u. a. von Heiskanen, Vening Meinesz u. a. gebessert, soweit das möglich ist; übersichtlich kann diesen Rechnungsvorgang niemand machen. Einblick in die Abhängigkeiten gewinnt man nur dort, wo geometrisch einfache Oberflächenform direkte Rechnung gestattet. So hat Helmert die Küstenstörung „synthetisch“ behandelt, die Vulkankegel der Hawai-Gruppe eignen sich ebenfalls dazu.

Derart schwierige Rechnungen nachzuprüfen, kann man billigerweise von einem Geologen nicht verlangen. Aber einige kleine Bedenken will ich doch erwähnen. Die *isostatische Anomalie* kann zusammengesetzt werden:

$$\Delta g_i = \Delta g_0 + t + c + f;$$

dabei bedeutet Δg_0 die „free air anomaly“ (bei Stationen geringer Meereshöhe, wie die kleinen Hawai-Inseln macht diese Reduktion wenig aus); f ist die Einwirkung ferner Massen (die arabisch bezifferten Hayford-Stationen etwa); t und c aber „topography“ und „compensation“. Nehmen wir nun in der Tabelle bei Vening Meinesz [11, S. 8] die letzte Kolonne „regional isostatic anomaly“ für $T = 30$ km, $R = 232.4$ km. Letzteres bedeutet, daß die Kompensationsmasse (bei den drei kleinen Inseln die eines Basaltkegels, der gerade übers Wasser ragt) auf eine Fläche ausgebreitet gedacht wird, die etwa das 50- bis 60fache der Grundfläche des Kegels ist. Nach unserer Tabelle 1 ist die Anziehung dieser so weit flächenhaft auseinandergezogenen Masse (c) gering,

wenige Milligal. Die Wirkung der fernen Massen (f) ist auch nicht viel mehr (S. 162). Nach unserem Modell ist $t = -285$, danach bleibt für $c + f$ ohnedies nicht viel übrig. Wir können hier daher ungefähr setzen: $u = \Delta g_i - \Delta g_0 = t$. Die *topographische Reduktion ist nun jedenfalls proportional mit ϑ* (übrigens c auch, wenigstens annähernd). Daher müßte sein:

$$u_1 : u_2 : u_3 = \vartheta_1 : \vartheta_2 : \vartheta_3 = 1,628 : 1,9 : 2,042$$

(d. i. Dichte; Gestein minus Seewasser, wie dort eingeführt). Man erhält nun:

Tabelle 4

$\Delta g_i - \Delta g_0$ ϑ angenommen	Tabelle bei Vening Meinesz, berechnet, proportional mit 9		1,628		1,9		2,042	
East Island	246	279	295	246	284.9	305.9		
Necker Island	249	282	298	249	288.1	309.7		
Nihoa	249	282	299	249	288.1	309.7		

Die Abweichung ist nicht sehr groß, aber sie ist regelmäßig, gleichsinnig, überdies ergibt sie sich auch bei den anderen Hawaii-Stationen in gleicher Art (wenn auch bei diesen vielleicht c eine größere Rolle spielt). Allerdings, wenn man $f = -40$ setzen würde, hätte man richtig z. B. für East Island : 246 — 278.4 — 296.2. Aber ein solcher Betrag der Attraktion der arabisch bezeichneten Hayford-Zonen ist hier wohl unannehmbar.

Eine zweite Probe ergibt sich durch den Vergleich der a. a. O. mitgeteilten „*lokal-isostatischen*“ Anomalien für die beiden Kompensationstiefen 30 und 80 km (beide mit Gesteinsdichte 2.67 berechnet). Solche Tieferlegung der (negativen) Kompensationsmassen (im Absolutbetrag gleich dem positiven Massenüberschuß, den der Vulkankegel oben vorstellt) kann die von ihr auf die Station ausgeübte Anziehung keinesfalls mehr ändern, als wenn wir diese gesamte Masse in einen Punkt kondensiert im Lot unter der Station von 30 nach 80 km Tiefe verschieben. Nach Tabelle 3 würde diese obere Grenze (für $\vartheta = 2.67$) 63.4 Milligal betragen. Aus der 2. und 9. Kolonne der Tabelle bei Vening Meinesz ergibt sich diese Differenz (der Reihe nach) für East Island—Necker-Nihoa zu 92—91—85 Milligal; bei den 6 Stationen auf Oahu wäre diese Differenz zwischen 85 und 105 (Mittel 98) Milligal; für die Vulkangipfel von Hawaii 168 und 178. Woher diese Unstimmigkeit?

Aus Tabelle 1 und 2 entnimmt man, daß die isostatische Kompensationsmasse für eine *isolierte Oberflächenform* — was diese Vulkane trotz ihrer Größe doch nur sind — auf eine darauf stehende Station nur im Falle der „lokalen“ Kompensation und geringer — bei 30 km Airy — Kompensationstiefe einigermaßen erhebliche Anziehung ausübt, und diese ist selbst in diesem Falle ein nicht allzugroßer Bruchteil des (absoluten) Betrages der topographischen Reduktion. Bei größerer Reduktionstiefe oder „regional“ weiterer Verteilung der Kompensation wird die Anziehung der Kompensationsmasse sozusagen ins Breite zerstreut, und hat dann nur mehr die Größenordnung der Unsicherheiten und der Schwankungen, die im Betrage der topographischen Reduktion auch bei mäßigem Prozentsatz der Unsicherheit, z. B. in ϑ , angenommen werden muß. Unter diesen Umständen besagt das „bessere oder schlechtere“ Ausgehen der isostatischen Reduktion (ob die Anomalie kleiner oder größer herauskommt) nichts über die Richtigkeit der ihr zugrunde gelegten Hypothese von der Isostasie.

Vening Meinesz sagt: „*that the remaining anomalies for the great degrees of regionality are relatively small.*“ Hätte er die Rechnung getrennt für „*topography*“ und „*compensation*“ geführt, so wäre klar geworden — wie wir oben auseinandergesetzt haben —, daß den Löwenanteil des Reduktionsbetrages immer die „*topography*“ in Anspruch nimmt, daß für „*compensation*“ immer nur ein kleiner Betrag zulässig ist: also: größere Kompensationstiefe oder „*great degree of regionality*“! Daß größere Dichte als 2.67 bessere Ergebnisse liefert, war vorauszusehen, gegenüber dem wirklichen Hawai-Basalt ist das ja ein Fehler von fast 10 % in ϑ , und damit weiter in allen von ϑ abhängigen Ziffern. Die Angabe, daß die kleinsten Werte der Anomalien erhalten werden für $R = 232.4$ km (Radius des Kreises, auf den die Kompensationsmasse für jede einzelne Säule ausgebreitet gedacht wird) in Verbindung mit $\vartheta = 2.937$, oder für $R = 174.3$ km verbunden mit $\vartheta = 3.07$, ist leicht zu verstehen. Die wirkliche Dichte des Basaltes wird ziemlich nahe an 2.937 liegen: daher deckt die damit berechnete topographische Korrektur für sich allein ziemlich die ganze gemessene Anomalie; $R = 300, = 400$ km usw. würde sich vielleicht noch besser erweisen, doch könnte das nicht mehr viel ausmachen. 3.07 ist wohl für die Durchschnittsdichte schon zu viel: der Betrag für topographische Korrektur, der damit berechnet wird, übersteigt die gemessene Anomalie schon beträchtlich, daher die „*compensation*“ — sie hat das entgegengesetzte Vorzeichen wie die „*topography*“ — im Absolutbetrage größer angenommen werden muß. Würde man z. B. mit der Dichte noch einen Schritt höher gehen auf 3.2 etwa, so müßte man in der „*regionality*“ einen Schritt heruntergehen, vielleicht auf $R = 174.3$. Das ist ein ziemlich einfacher und durchsichtiger rechnungsmäßiger Zusammenhang, über die Wirklichkeit ist damit natürlich gar nichts ausgesagt.

Auch vom *geologischen Standpunkt* aus sind hohe Beträge für isostatische Kompensation nicht annehmbar. Die gebräuchliche Annahme stützt sich auf den beobachteten Dichteunterschied zwischen sauren und basischen Gesteinen, sogenannten Sial und Sima (etwa 0.3; den doppelten Betrag dafür anzunehmen, wie viele Geodäten tun, kann im Bereich der bekannten Erdkruste nicht gerechtfertigt werden). Auf Hawai — wie übrigens im inneren Teil des Stillen Ozeans überhaupt — ist saures Gestein nicht bekannt, fehlen also die realen Grundlagen für die gebräuchlichen Hypothesen der Isostasie. — Wir hatten (S. 161) gesehen, daß dieselbe Annahme bei den kleinen Inseln eine topographische Reduktion gibt, die etwas kleiner ist als die gemessene Freiluftanomalie, bei Mauna Loa und Mauna Kea ist sie aber etwas größer als dieselbe. Das könnte die *Wirkung eines Magmabassins unter dem tätigen Vulkan* sein; denn die Schmelze ist etwas leichter als kristalliner Basalt. Nach Barus ist $\frac{\Delta \vartheta}{\vartheta} = 0.035$, unter Atmosphärendruck. Für höheren Druck ist der Unterschied geringer, für 500 bis 1000 km Erdtiefe nimmt Kirsch $\frac{\Delta \vartheta}{\vartheta} = 0.01$ an. Wir haben nach den Beobachtungen für das Gestein auf Hawai gesetzt $\vartheta = 2,928$. Bei Erwärmung bis 1200° nimmt das Volumen des Basaltes um 3% zu, also ist seine Dichte bei 1200° rund 2.840. Davon berechnet sich die Dichteabnahme beim Schmelzen $\Delta \vartheta = 0.0994$. Das ist die obere Grenze, obere im Betrag und oben gelegen; denn gegen die Tiefe zu nimmt $\Delta \vartheta$ ab (für unsere Schätzung brauchen wir uns damit nicht zu bemühen).

Über die *Tiefenlage, Größe und Form der Magmabassins* unter tätigen Vulkanen weiß man wenig Sicheres. Friedländer hat vermutet, daß die Vulkanschote 57 km unterm Halemaumau (Feuersee des Kilauea), und 60 km unterm Mokuaweoweo (Lavasee des Mauna Loa), also 56 km unterm Meeresspiegel erst kommunizieren, was also die *Tiefe* des zusammenhängenden Lavaherdes wäre. Aber das wird angefochten: die Dichten der beiden Lavasäulen seien willkürlich (um sie ins Gleichgewicht zu bekommen) und nicht ganz überzeugend angesetzt. Überdies bekäme man mit dieser Annahme eine geothermische Tiefenstufe von fast 50 m für 1° C; das ist für einen tätigen Vulkan wohl zuviel. Aber was mag da richtig sein? Setzt man 10 m für 1° an, so wäre der Schmelzpunkt in 12 km Tiefe erreicht.

Für die *Mächtigkeit der Lavaschicht* gibt einen Anhaltspunkt, daß ihr *Auftrieb der Belastung ungefähr das Gleichgewicht* halten muß: freitragend kann eine Steindecke von vielen km Spannweite sich nicht halten, stärkerer Auftrieb würde nur den Kegel heben. Wir rechnen hier einzig den *hydrostatischen Auftrieb* wegen des Dichteunterschiedes $\Delta \vartheta = 0.0994$ zwischen kristallinem Basalt und Schmelze; von der Wirkung der vulkanischen Gase können wir doch nichts ziffernmäßig angeben, sie spielen bei den Hawai-Vulkanen auch eine geringere Rolle als sonst irgend. Die durchschnittliche Belastung der Basis des Vulkankegels (in — 4000 m) haben wir (S. 161) berechnet für die kleinen Inseln (m_1), für Mauna Loa (m_2), wir fügen hier hinzu für den ebenfalls tätigen Haleakala auf Maui:

$$m_2 = m_1 \cdot \left(\frac{7}{4} + \frac{1.023}{1.9} \cdot \frac{3}{4} \right).$$

Tabelle 5

	Kleine Inseln	Haleakala	Mauna Loa
Höhe des Gipfels über Meer (m)	0—273	3058	4168
Belastung der Kegelbasis (g/cm^{-2})	$2.533 \cdot 10^5$	$5.462 \cdot 10^5$	$6.437 \cdot 10^5$
Höhe der Lavasäule, deren Auftrieb dieser Belastung gleich ist (km)	25.5	55	65
Absinken der Decke, wenn diese Lavasäule erstarrt (km)	0.9	1.9	2.4

Wir nehmen an, daß die *gesamte Volumenverminderung beim Erstarren* eines solchen Lavabassins in einer Absenkung der Decke zum Ausdruck kommt, nicht in Zusammenrücken der Seitenwände, die sich dabei ja verkeilen müßten. Beispiel: Einsturz-Calderen bei Strato-Vulkanen.

Die Inselgruppe, der *Oahu* angehört, steht auf einem Sockel, der in der — 4000-Isobathe ungefähr ebenso breit ist wie der von Hawai. Die viel geringere Erhebung kommt davon, daß in — 2000 in die Böschung eine Plattform eingeschaltet ist. Das könnte so zustande gekommen sein, daß im Zuge der heutigen — 2000-Isobathe ein „Graben“, eigentlich wohl ein länglich-ovaler Kessel, eingebrochen wäre, $D_0 = 100$ km breit, und Oahu wäre um $\Delta h_0 = 1600$ m in diesen hinein abgesackt: etwa den Unterschied seiner erloschenen Vulkane (1230 und 960 m, dazu 200 m Abtragung) gegen den tätigen Haleakala (3058 m) auf Maui,

das zur selben Inselgruppe gehört. Das ist nicht ganz aus der Luft gegriffen: die Schwereverhältnisse deuten für Oahu auf ein Ausbalanzieren in -2000 m hin (s. S. 172). Tiergeographisch ist nachgewiesen, daß diese Inseln alle Bruchstücke einer größeren — etwa pliozänen — Landmasse sind. Das Absitzen sei die Folge des Erstarrens der Lavakammer, und gehe vor sich an Scherflächen,

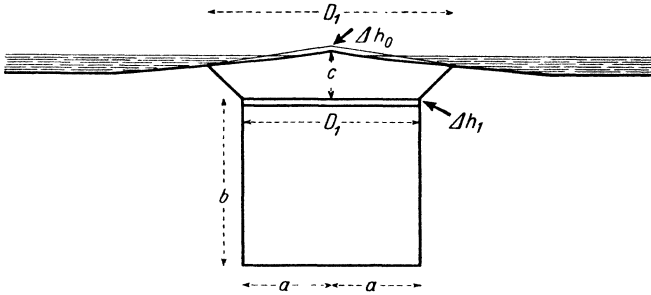


Fig. 2

welche mit 45° zu dieser gegen den Kessel einwärts abfallen (s. Fig. 2). Dann muß das Volumen, um das die Aufragung kleiner wird, gleich sein jenem, das den Schwund in der Lavakammer auffüllte:

$$D_0^3 \cdot \Delta h_0 = D_1^3 \cdot \Delta h_1.$$

Wir setzen $\Delta h_1 = 2,4$ km, und erhalten damit den Durchmesser des Kessels $D_1 = 81.6$ km. Daraus ergibt sich nun die Tiefe des Einbruchstrichters (vgl. Fig. 2) zu

$$h = \frac{1}{2} \cdot (D_0 - D_1) = 9.2 \text{ oder rund } 10 \text{ km.}$$

Damit kommen wir zu einer beiläufigen Schätzung des Einflusses, welchen der Massendefekt, den eine solche Ansammlung flüssigen Magmas unter einem tätigen Vulkan bedeutet, auf die Schwereanomalie hat. Wir nehmen an, das Magmabassin sei ein gerader Kreiskegel, der konzentrisch zum Vulkankegel läge. Er sei erfüllt von einer Schmelze, deren Dichte überall um $\vartheta = -0.0994$ geringer sei, als die der entsprechenden Gesteinsschichten. Die Höhe des Zylinders sei $b = 65$ km (für Mauna Loa, Tabelle 5), der Halbmesser seiner Grundfläche $a = 20$ km, die obere Deckfläche läge $c = 10$ km tief. Dann ergibt sich als Anziehung (eigentlich Minderanziehung) auf die Gipfelstation

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot (b + \sqrt{a^2 + c^2} - \sqrt{a^2 + (b+c)^2}) = -40.55 \text{ Milligal.}$$

Die Anziehung des massiven Basaltkegels hatten wir (S. 162) mit $+724.34$. Davon obiges als Minderanziehung des Lavabassins ab, gibt $+684$ Milligal, was mitten zwischen den auf den Hochgipfeln von Hawaii gemessenen Schwereanomalien liegt.

Einsicht in das Wesen der Naturvorgänge gewinnt man nur, wenn man sie in den großen Zusammenhängen betrachtet, in denen sie nun einmal stehen.

Tabelle 6 (aus 10)

Nr.	Station	Nördl. Breite	Länge von Greenwich	Abst. km	Meer-tiefe	Schwereanomalie, Milligal		
						ge-messen	berechnet nach VII	
97	S. Francisco	37° 48'	122° 26' W		—	+ 11		
98	U-Boot	29	123 9		680	— 17		
99	„	6.	54		3760	— 28		
100	„	36 22	125 22		4520	— 23		
101	„	34 46	128 34	400	4920	— 10	— 5.7	
102	„	33 15	131 52	220	5120	— 7	— 12.5	
103	„	32 12	134 1	580	4930	— 3	— 6.0	
104	„	30 15	138 25	370	4820	— 5	— 2.2	
105	„	28 57	141 14	350	4970	+ 12		+ 26.7
106	„	27 27	144 21	400	4900	+ 25		+ 30.5
107	„	25 45	147 43	390	5210	+ 17		+ 13.6
108	„	24 19	150 48	225	5270	+ 11		+ 10.3
109	„	22 57	153 40	305	4590	+ 49		+ 47.5
110	„	13	155 24	101	4510	+ 7	+ 8	+ 52
111	„	21 45	156 13	148	5430	— 96	— 23	+ 2
112	„	9	157 28	31	510	+ 169	+ 146	+ 127 + 270
113	Honolulu	18	52	82	—	+ 213	+ 163	+ 141 + 298
114	U-Boot	20 48	158 36	103	4290	— 14		+ 24
115	„	29	160 30	565	4590	+ 17		+ 15.9
116	„	19 58	164 56	350	4960	+ 13		+ 5.8
117	„	31	168 27	330	3520	+ 45		+ 45.2
118	„	7	171 35	370	2640	+ 67		+ 69.3
119	„	18 37	175 —	340	1790	+ 88		+ 92.5
120	„	6	178 14 W	240	3830	+ 5		+ 37
121	„	17 47	179 33 E	340	4900	— 6		+ 7.5
122	„	2	176 24	490	3190	+ 53		+ 54.2
123	„	16 12	171 53	390	5600	— 8		— 11.7
124	„	15 32	168 27	350	5600	— 2		— 11.7
125	„	7	164 56	350	5330	+ 13		— 4.3
126	„	14 43	161 30	400	5490	— 20		— 8.7
127	„	5	158 8	230	5870	— 20		— 19.1
128	„	13 38	155 56	530	5910	— 25		— 20.2
129	„	12 42	150 58	410	5770	+ 11		— 16
130	„	2	147 38		5620	+ 7		— 12
131	„	20	146 00		6660	— 86		— 41
132	„	48	145 35		8740	— 247		— 98
133	„	13 8	16		2850	+ 84		+ 64
134	Guam	27	144 40 E		—	+ 211		+ 141

Nr.	Station	Nördl. Breite	Länge von Greenwich	Abst. km	Meer-tiefe	Schwereanomalie, Milligal	
						ge-messen	berechnet nach VII
<i>Oahu</i>							
1	Honolulu	21° 18'	157° 52' W		+ 6	+ 224	
113	„ (U-Boot).	—	—		— 6	+ 213	
8	Niu	21 17	157 44		+ 2	+ 221	
12	Kahuku.	42	59		+ 2	+ 215	
13	Kaaawa.	32	51		+ 1	+ 236	
15	Weianae	26	158 11		+ 3	+ 298	
	<i>Mittel</i> (exkl. 15) ...				0	+ 223	+ 222.6
14	Wahiawa.....	21 30	158 2		+ 264	+ 252	+ 252.3
112	Kaiwi-Straße . . .	9	157 28		— 510	+ 165	+ 165.2
<i>Hawai</i>							
2	Mauna Kea . . .	19 49	155 29		+ 3981	+ 662	+ 681.3
6	Mauna Loa . . .	30	35		+ 3970	+ 698	+ 680.3
3	Kalaieha	42	28		+ 2030	+ 495	+ 499.0
5	Kilauea	25	16		+ 1211	+ 428	+ 422.4
7	Hilo	44	3		+ 5	+ 249	+ 309.7
4	Kawaihae	20 2	49		+ 2	+ 164	
<i>Leeward-Inseln</i>							
9	East Island	23 47	166 12		+ 2	+ 315	
11	Necker Island	35	164 42		+ 30	+ 295	
10	Nihoa	4	161 55		+ 15	+ 275	

Anmerkung zur Tabelle. Die Nummern sind die aus den Tabellen von Vening Meinesz. Die Abstände zwischen den Stationen sind nur aus den Karten abgegriffen, um eine Schätzung der Böschung, und über die Anwendbarkeit der Plattenformel zu gewinnen. Ziffern ohne Zeichen in der folgenden Spalte bedeuten immer Meeres-tiefen, Landstationen sind stets mit + bezeichnet. Die angegebenen Schwereanomalien sind *Freiluft-Reduktion*, bei den allermeisten Stationen ist das so gut wie direkt gemessen, nur 5 Stationen haben eine Meereshöhe, bei der die Reduktion aufs Meeresniveau eine größere Rolle spielt. Die Ziffern der letzten Spalte sind nach den Formeln von Tabelle 7 berechnet.

Die wenigen Δg_0 , die in (11) angeführt werden, haben etwas *andere Werte*, als im Hauptwerk (10). Ich bin aber bei der älteren, weil vollständigen und homogenen Zahlenreihe geblieben; auch deswegen, weil eine ausdrückliche Bezeichnung als Verbesserung fehlt. Erheblich sind diese Unterschiede nicht.

Zwischen *Tabelle und Karte* in (10) besteht ein Widerspruch: nach der Tabelle liegen die Stationen 117—120 über einem unterseeischen Berg, nach der Karte ist dort eine Depression im Meeresboden, unter — 5000 hinab. Diese Isobathenzzeichnung ist anscheinend die der neueren Karten, G. Grosvenor (Pacific Ocean, Nat. Geogr. Magaz. Washington 1936) hat hier wie überall die gleiche Zeichnung. Ich halte mich an die Tabelle.

Darum betrachten wir die Schwereverhältnisse der Hawaii-Inseln auch noch *in dem Zusammenhang des Schwereprofils S. Francisco—Honolulu—Guam* [10]. Schon öfters ist hervorgehoben worden, daß die Freiluft-Anomalien linear von der Meereshöhe der Station abhängig erscheinen. Das zeigt sich hier wieder, und zwar besonders eindrucksvoll, wenn man die Stationen zweckmäßig in Gruppen oder Gebiete teilt und einige, wirklich nur ganz wenige*), stark abweichende Stationen ausschließt. Wir setzen

$$\Delta g_0 = \lambda \cdot (t_m - t),$$

worin Δg_0 die Freiluftanomalie in Milligal ist, t_m die „Normaltiefe“ der betreffenden Meeresstrecke, t die wirkliche Tiefe unter der Station, beides in Meter (bei Landstationen ist die Meereshöhe negativ einzusetzen). λ ist vorläufig ein empirischer Proportionalitätsfaktor. Daß die Proportionalität in den einzelnen Gruppen wirklich besteht, zeigt die Ausgleichung (Tabelle 6).

Tabelle 7

Zusammengefasst die Stationen Nr. von bis einschließlich	Zahl	t_m Meter	λ	λ/λ_1	λ/λ_2
101—104.....	4	4755	0.034 262	0.4305	—
105—109.....	5	5459	0.054 629	0.6865	—
115—129.....	13	5173	0.027 341	0.3436	—
Oahu	7	1977	0.112 60	—	0.9181
Hawai, Höhenstationen.....	4	3309	0.093 456	—	0.7621

Wir definieren nun $\lambda = 2 \pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot 10^5$, d. i. die Anziehung (in Milligal) einer ausgedehnten Gesteinsplatte, die 1 m dick ist, und die Dichte ϑ hat. Ebenso bilden wir $\lambda_1 = 0.079582$ für $\vartheta_1 = 1.9$ und $\lambda_2 = 0.12264$ für $\vartheta_2 = 2.928$, oder für Basalt unter und über Wasser. — Der Meeresboden im Stillen Ozean wird kaum was anderes sein. Dann ist λ/λ_1 bzw. λ/λ_2 jener Bruchteil der Masse, die durch die Unebenheiten des Meeresbodens (Abweichungen von der „Normaltiefe“ t_m) repräsentiert wird, welcher in der Anziehung nach oben noch zur Geltung kommt, mit anderen Worten, welcher Bruchteil nicht *isostatisch kompensiert* ist. (Auf dem Raum des Stillen Ozeans kann die isostatische Kompensation auf alle Fälle auch nichts anderes sein als eine recht gleichmäßig ausgedehnte Platte; und da käme es nur darauf hinaus, die Belegung dieser beiden Platten — je Flächeneinheit — voneinander abzuziehen).

*) *Ausgeschlossen* wurden die Stationen 120, 4, 7, 15, d. h. 4 von 40 Stationen. 110, 111, 114 sind auch abweichend, aber als Übergang von Tiefsee zum Inselsockel verständlich, ihre Werte vermitteln zwischen beiden Gebieten. Rein schematische Ausgleichung erzielt, wenn auch nur *eine* abnorme Ziffer darunter ist, diese aber am rechten Hebelarm sitzt, daß es überall weit fehlt, ein Rechenergebnis, dem realer Sinn kaum zukommt. Grundgedanke der Ausgleichung ist, daß keiner der erfaßten Werte besondere Ursache zu Abweichung von der Norm hätte. Umgekehrt, wenn ein Wert außerordentlich abweicht, wird wohl ein besonderer Grund dafür vorliegen, auch wenn wir ihn nicht wissen. Rechtfertigung der einigermaßen willkürlichen Ausschließung ist, daß dadurch das Ergebnis viel besser wird.

Nun können wir dieses *Schwereprofil unschwer deuten*. Die drei großen, in je eine Formel zusammenfaßbaren Gruppen der Ozeanstationen stellen Großschollen vor — rund 1500, 1700 und fast 5000 km breit — die, jede für sich im Laufe der Hunderte und Tausend Millionen Jahre der Erdgeschichte ihre Gleichgewichtslage gefunden haben. Die Unterschiede in der Einstellung der Oberfläche — 4755, 5459, 5173 — sind gering, können durch entsprechende stoffliche Unterschiede (planetarische Schlierigkeit) erklärt werden. Über diesen Schollen sollte Normalschwere herrschen. Aber ihren Flächen sind Unebenheiten entweder durch vulkanische Förderung aufgesetzt, oder durch tektonische Deformation aufgeprägt worden, vielleicht während oder zu Ende des Pliozän — das wäre nach gewissen Angaben von Hawai zu vermuten. In der Schwerestörung kommt die Anziehung dieser Unebenheiten — wie wir eben gesehen haben — nur teilweise zum Ausdruck; auch sie haben in der seitdem verflossenen Zeit isostatische Kompensation gefunden, wenn auch nur teilweise. Nach Tabelle 7 ist die Strecke zwischen Honolulu und Guam — ausschließlich der beiderseitigen Saumtiefen — zu $\frac{2}{3}$ kompensiert; die Strecke westlich von der S. Francisco-Saumtiefe immerhin zu $\frac{3}{5}$, das Stück näher an Hawai (Stat. 105 bis 109) hat anscheinend nur zu $\frac{1}{3}$ Kompensation, das dürfte wohl mit Hawai zusammen auch noch jung gestört worden sein. Die Aufbauten auf den Inseln, die Riesen-Schildvulkane usw. sind aber fast gar nicht kompensiert, sie erscheinen einem älteren Bau einfach aufgesetzt*).

Das Gewicht dieser Vulkanbauten wird von der Festigkeit der Erdkruste getragen. Diese ist — nach Ausweis der Tiefherdbeben — im Umkreis des Pazifik 500 bis 700 km tief als festes Gestein anzusehen und kann daher einen Buckel von 4 bis gelegentlich 8 km wohl tragen **). Im *Laufe geologischer Zeiten* mag

*) Nach Tabelle 7 erschienen die *Hochstationen von Hawai* doch zu $\frac{1}{4}$ kompensiert. Aber hier muß man berücksichtigen, daß selbst für die normalen Schildvulkane die Plattenanziehung nicht mehr gilt (im Gegensatz zu den Unebenheiten der Ozeanböden, die wenige ‰ Gefälle haben). Dieser ist der Faktor $(1 - \sin \beta)$ hinzuzufügen, d. h. bei den normalen 6° etwa 10 ‰ abzustreichen (s. S. 161). Aber der Mauna Loa ist gerade in der mittleren und oberen Zone steiler, bis zu 10° , damit kommt man leicht zu $\frac{9}{10}$ unkompensiert, viel bleibt sicher nicht übrig von der anscheinenden Kompensation.

**) Im Grunde ist das auch das Ergebnis von Vening Meinesz. Unmittelbare *Übertragung eines Auftriebes* der Kompensationsmasse auf die korrespondierende Last kann man nur bei sogenannter lokaler Isostasie und sehr geringer Kompensationstiefe annehmen. Bei großer Kompensationstiefe müßte der archimedische Auftrieb des Bereiches, dessen geringere Dichte die Kompensation der aufgesetzten Last bewirkt, sich gegen oben ausbreiten (Umkehrung der Darstellung, die wir oben — S. 169 — vom Kessel-Einbruch gegeben haben), bei der Hypothese regionaler Kompensation (die Vening Meinesz vorzieht) ist schon die Kondensationsmasse selbst in weitem Umkreis vom Angriffspunkt der Last — wenn diese so konzentriert ist, wie ein solcher Vulkankegel — ausgebreitet. Von dem Auftrieb einer solchen symbolischen Kompensation würden nur wenige ‰ den aufgesetzten Kegel selbst treffen, die Ausbalanzierung dieser Last würde doch noch fast zur Gänze die Vermittlung der festen Krustenplatte in Anspruch nehmen.

Ausgleich zu isostatischer Lagerung stattfinden, aber viel langsamer, als man sich das manchmal vorgestellt hatte *). Die hohen Vulkanaufbauten von Hawaii, bei denen isostatische Anpassung, wenn überhaupt, nur ganz wenig zu merken ist, haben immerhin einen beträchtlichen Teil des Quartär in Anspruch genommen: die Feststellung einer Marke von Dalys glazialeustatischer Meeresschwankung (was als Inlandeis festgelegt war, mußte im Meer fehlen, etwa 50 bis 80 m) legt die Höhenlage der Insel für diesen Zeitraum ziemlich fest. Die Reliefformen des Meeresbodens, die zum größeren Teil, aber nicht ganz kompensiert sind (s. S. 173), können wohl nur mit dem zerbrochenen Sockel der Hawaii-Inseln parallelisiert werden, und müssen daher ins Pliozän gesetzt werden: das bedeutet Millionen Jahre.

Ist statische Belastung für sich allein überhaupt imstande, Ausgleich zu isostatischem Gleichgewicht zu erzwingen? — Die Natur hat sich jedenfalls nicht die Zeit gelassen, dies auszuprobieren. Die Erdumwälzungen, welche unsere jüngste Epoche der Erdgeschichte kennzeichnen, folgen einander viel schneller, als daß solcher allmählicher isostatischer Ausgleich in der Zwischenzeit hätte ausreifen können. Zwar sind das „Orogenesen“, die neue Gebirge, Ungleichgewichte neu schaffen. Aber außerhalb der engeren „orogenen“ Zonen wird dadurch der ganze Bau der Erde durchgerüttelt, ein Anstoß, der den Ausgleich angetroffener Gleichgewichtsstörungen einleiten und fördern mag: die daraus folgenden „synorogenen“ Erdbewegungen mögen vielfach in Richtung des isostatischen Ausgleiches laufen. In den neueren Karten des Stillen Ozeans, gerade auch im Bereich unseres Schwereprofils fällt trotz der Abrundung, welche vielleicht im Wesen des Ozeanreliefs, sicher in dem der Interpolation der Isobathen zwischen spärlichen Lotungen liegt, ein Vorherrschen gerader Linienzüge ins Auge, welche gegen NE und NW (oder oft WNW) streichen. Dieses *Rautenmuster* ist auch sonst weit verbreitet und alt, es findet sich sogar viel im Grundgebirge; es mag dem Pazifikboden auch schon vor alters aufgeprägt worden sein. Aber gerade in den jüngsten Orogenesen hat diese Struktur die *Scherflächen-Scharen* geliefert, längs welcher aneinander vorüber-

*) Wie ich schon öfters betont habe, stammt dieser Glaube aus einem Mißverständnis. Man hat Erdbewegungen beobachtet, welche zufällig in Richtung des isostatischen Ausgleiches laufen, und hat ohne weiteres geschlossen, daß das die Ursache, zureichende und einzige Ursache wäre. Dabei hat man gelegentlich Ursache und Folgewirkung verwechselt: weil das Mississippi-Gebiet sich gesenkt, und zwar am meisten in einer allgemein epirogen sinkenden Zone, ist dort der große Fluß und damit auch die Schuttanhäufung entstanden: wenn die Senkung nicht vorausgegangen wäre, hätte dieser Haufen ja gar nicht dort zusammengeschwemmt werden können! [8]. In anderen Fällen hat man die Möglichkeit ganz außer acht gelassen, daß die betreffende Erdbewegung einfach autonom ablaufen könnte, auch in Fällen, wo die gleichsinnige Tendenz der epirogenen Einwirkungen geologisch gut belegt ist: Skandinavien hat sich vor der Eiszeit um fast das 10fache jenes Betrages gehoben, der im Postglazial das Entzücken der Glazialisostatiker bildet; und daß die quartäre Hebung die Länder ums Nordmeer unterschiedslos ergriffen hat, zeigt Spitzbergens Nordinsel mit gehobenen Strandterrassen, welche nur Lokalgletscher, niemals die Last einer großen Eiskappe getragen hatte.

gleitend die Großschollen des Pazifischen Raumes sich in Kraftfeld und Rahmen der jungen Gebirgsbildungen einpaßten [8]. Gerade hier ist neben den jungtertiären Orogenesen noch im Quartär eine echte Gebirgsfaltung bekannt geworden (deswegen von Stille die „Pasadenische“ genannt). Irgendwelche von diesen — welche, ist schwer zu bestimmen — hat sowohl die Unebenheiten des Ozeanbodens annähernd ins Gleichgewicht eingerüttelt, als auch das ursprünglich größere zusammenhängende Hawaiiand zerstückelt. Die letzte, welche dieses Gebiet noch betroffen, hat die Vulkantätigkeit wieder belebt. Diese Vulkane wuchsen daher erst in der darauffolgenden Ruhezeit empor, und so können diese recht achtbaren Aufbauten seitdem noch keine merkliche Annäherung an isostatischen Ausgleich erfahren haben *).

Zur Klarstellung des *Wesens der isostatischen Reduktion* wollen wir — wie von Hayford eingebürgert — nicht die gemessene Schwere „aufs Meeresniveau reduzieren“, sondern umgekehrt, berechnet denken, welchen Wert die Schwere bei einer angenommenen, in diesem Falle also isostatischen Massenkonfiguration der Erde am Orte der Station haben würde. Dieser Ort sei gegeben durch (φ, λ, h) , geographische Breite, Länge, Meereshöhe. In dem Orte $(\varphi, \lambda, 0)$ des Normal-sphäroides, d. i. im geometrischen Meeresniveau lotrecht unter der Station (vom Unterschied zwischen Sphäroid und Geoid, Krümmung der Lotlinie und ähnlichen Feinheiten wollen wir hier absehen, und nur die großen grundsätzlichen Beziehungen der Reduktionsrechnung herausarbeiten) würde auf einer idealen Erde die Normal-schwere γ_0 herrschen (Definition!); in der Höhe h lotrecht darüber — auf derselben Normal-Ideal-Erde — würde die Schwere sein: $\gamma = \gamma_0 - 0.3086 \cdot h$ (h in Metern, γ in Milligal). Es werden nun dieser normalen Erde ein Relief aufgeprägt; Massen, die dabei als draufgesetzt erscheinen, werden positiv bezeichnet (Massen, die weggenommen, negativ) und die Korrektur, welche wegen dieser „Topographie“ an γ angebracht werden muß, hat dasselbe Zeichen wie die Massen (in Stationsnähe, was entscheidend ist) und werde darum mit $+T$ bezeichnet; jeder dieser sichtbaren Störungsmassen werde nach einem bestimmten Gesetz — dem der angenommenen Art der Isostasie — eine Kompensationsmasse in bestimmtem Ort im Untergrund zugeordnet, welche von ungefähr gleichem Absolutbetrag, aber entgegengesetztem Zeichen wie die sichtbare Masse ist; die Anziehung dieser Kompensationsmassen werde als die Korrektur $-K$ wieder zu γ zugefügt. So erhalten wir die Schwere, welche auf der unserer Hypothese entsprechenden isostatischen Erde im Stationsort herrschen würde (g_i), und wenn wir diese von der gemessenen Schwere (g) abziehen, die

$$„isostatische Anomalie“: A_i = g - g_i = g - (\gamma_0 - 0.3086 \cdot h + T - K).$$

*) Ebenso wie der landläufigen Belastungsisostasie widersprechen diese Ergebnisse wohl auch der Ansicht Alfred Wegeners, wonach die von der mysteriösen — und sicher sehr schwachen — Westdrift bewegten Sial-Blöcke die Sima-Flur des Stillen Ozeans, wie Schiffsbug die Meereswellen zu zerteilen und beiseite zu schieben imstande wären.

Man kann natürlich, ohne am Gegenstand etwas zu ändern, auch anders ordnen:

$$A_i = (g + 0.3086 \cdot h - T + K) - \gamma_0$$

und den nunmehr an der Spitze stehenden Klammersausdruck „die *isostatisch auf Meeresniveau reduzierte Schwere*“ nennen, deswegen, weil sie mit γ_0 , der Normal schwere im Meeresniveau, verglichen wird. Wenn man sich so vorstellt, werden die Skrupeln und Streitereien wegen Außen- und Innenraum, Kondensation, Veränderung der Niveaufläche oder Erdmasse wegen der Kondensation usw. ziemlich gegenstandslos *).

Was wir mit T bezeichnet haben, wird in der gewöhnlichen Rechnungsweise topographische Korrektur, Bouguersche Reduktion genannt, allerdings dabei eben, nicht wie bei der Rechnungsweise der Isostatiker für die ganze Erdkugel berechnet. In unserem Beispiel (S. 163) ist $2\pi \cdot G \cdot \vartheta \cdot b$ auch der Formel nach die Bouguersche Platte, und der Faktor $(1 - \sin \beta)$ bringt die — nicht sehr große — topographische Korrektur hinein. — K ist die Anziehung einer Kompensationsmasse, welche das entgegengesetzte Vorzeichen, aber den gleichen **) Absolutbetrag hat, wie die störenden Massen des sichtbaren Reliefs. Offen ist nur noch die *räumliche Verteilung der Kompensationsmasse*, wodurch sich die

*) Irreführen kann der Sprachgebrauch, der hier oft zu ausdrucksvolle Bilder wählt. Auch wir haben z. B. von „Hebung des Meeresniveaus“ gesprochen (S. 162); gemeint war nicht, daß mit der allmählichen Anhäufung von Basalt — tatsächlich — das Meeresniveau gehoben wird, es handelte sich dort nur darum, zwei Potentialausdrücke zusammenzuzählen! Physikalische Bedingungen beziehen sich nur auf physikalische Wirklichkeit, nicht auf Hilfsgrößen. Wirklich real ist nur die Massenverteilung, die auf der Erde tatsächlich angetroffen wird, und die von ihr ausgehende Anziehung, alle anderen Größen — wie immer benannt — sind Fiktionen, Rechenmünzen. Beispielsweise hat „reduzierte Schwere“ man eben nicht gemessen (ausgenommen die nach Prey reduzierte, im Bergwerksschacht, also nicht oft); man hätte auch gar nichts von einer solchen Messung. Wesen und Wert dieser Hilfsgrößen ist nicht Realität, Realisierbarkeit, oder auch nur Vorstellbarkeit, sondern die Zweckmäßigkeit des Rechenganges, in dem sie erscheinen. Haupt-, ja eigentlich die einzige Aufgabe der Gravimetrie ist das Umkehrungsproblem. Nun kann dieses nicht direkt behandelt werden; die Rechnung läuft irgendwie immer wieder darauf hinaus, daß man eine Massenkonfiguration annimmt, und die Anziehung mit der Wirklichkeit vergleicht. Muß da zur Anpassung etwas geändert werden, so ist das nicht die Niveaufläche, die Gesamtmasse der Erde usw.; wir können ja die Erde und ihr Schwerefeld gar nicht ändern. Was dabei geändert wird, das sind unsere Ausgangsannahmen. Hätte man das immer im Auge behalten, so wäre mancher unfruchtbare Streit gespart worden.

**) Ob nun die Hypothese auf genaue Gleichheit der Massen, des hydrostatischen Auftriebes, oder sonst was geht, recht nahe gleich müssen bei allen Hypothesen, die mit Isostasie etwas zu tun haben, die Massen beiderseits sein. Genaueres ist nicht nötig, solange man über die geophysikalischen Grundlagen der Isostasie so wenig weiß, daß die verschiedensten Annahmen denkbar erscheinen, und besonders, solange man die Dichte ϑ mit $\pm 5\%$ Unsicherheit — billig gerechnet — einschätzen muß. In dieser Unsicherheit, die natürlich auf alle Reduktionsbeträge übergeht, zuzüglich der auch nicht ganz geringen sonstigen Fehler, verschwimmen jene kleinen Unterschiede in den Annahmen, Feinheiten wie die „vollständige“ Isostasie K. Jung usw.

verschiedenen Hypothesen unterscheiden können. Die einfachste und eindeutigste Zuordnung ist die sogenannte „lokale Kompensation“: Störungsmasse oben und Kompensationsmasse im gleichen Lot unten für jedes Oberflächenelement einander genau entprechend; aber mit den wirklichen Verhältnissen im Untergrund dürfte das wenig Berührung haben. Deswegen werden jetzt Methoden der „regionalen Kompensation“ anempfohlen, bei denen die Kompensationsmasse in gewissem Umkreis um das Lot durch die zugehörige Störungsmasse verteilt gedacht wird. Unser Modell (Tabelle 1 und 2) zeigt das Verhältnis beider Posten, von T und K , von „topography“ und „compensation“ bei einer isolierten Oberflächenform, wie es ein solcher Vulkankegel ist. Daß der absolute Betrag von K kleiner sein muß als der von T , ist ja ohne weiteres einzusehen. Wenn man eine Masse in größere Entfernung oder mehr auf die Seite schiebt, wird die Vertikal-komponente ihrer Anziehung kleiner werden. Es ist aber doch beinahe überraschend, wie schnell dieser Abfall sich auswirkt bei Verschiebung der Kompensationsmasse zur Seite und zu größerer Tiefe, und zwar stärker beim System Airy als beim System Pratt (letzteres ist allerdings leicht verständlich, im Falle Airy wird die ganze Masse zu größerer Tiefe oder mehr nach der Seite geschoben, beim Modell nach Pratt nur ein Teil). Jedenfalls, einigermaßen merklich sind nur die Ziffern, die in unseren Tabellen in der linken oberen Ecke stehen. Insbesondere bei Annahme „größerer Regionalität“, wenn die Kompensationsmasse auf eine Fläche ausgebreitet gedacht wird, die den doppelten oder größeren Durchmesser hätte als die zu kompensierende Oberflächenform, wird der Betrag der „compensation“ unbedeutend neben dem der „topography“ (das wäre nach früher Gesagtem bei $\pm 5\%$ von T oder bei ± 14 Milligal in unserem Modell. In diesem Falle hat auch die gebräuchliche „isostatische“ Reduktion wenig mehr mit Isostasie zu tun; wenn man die beiden Posten im Rechnungsvorgang trennen wollte, würde man gleich sehen, daß man dabei eigentlich eine fast rein topographische Reduktion durchführt. Wir gehen nun dazu über, uns das gerade Gegenteil unseres Modells vorzustellen — die wirklichen Fälle werden dann in der Mitte liegen — nämlich eine nahe Vergesellschaftung von Reliefunregelmäßigkeiten etwa gleicher Größe, deren jede einzelne etwa der früher betrachteten Einzelform entsprechen möge. Dann würden entsprechend „regional“ (d. h. über die jeweiligen Zwischenräume) auseinandergezogene Kompensationsmassen (bei lokaler Kompensation täte größere Kompensationstiefe denselben Dienst) zu einer überall ziemlich gleichdicken Platte zusammenwachsen: etwa das Negativ einer Platte, welche die mittlere Höhe des Oberflächenreliefs vorstellen würde. Die Anziehung dieser beiden Platten hebt sich im Raum oberhalb gegeneinander auf, übrig bliebe abermals nur die topographische Korrektur der Abweichungen vom mittleren Niveau der Oberfläche. In diesem Falle kommt die „isostatische Reduktion, regional mit größerem Umkreis“ — d. h. größer als die mittlere Wellung des Reliefs — ziemlich auf dasselbe Verfahren hinaus, wie es A. Born empfohlen hat [2]. Er bildet durch Freiluftreduktion $g_0 - \gamma_0 = \Delta g_0$, und zieht für Beobachtungsstationen, welche über dem mittleren Niveau der Umgebung liegen,

von Δg_0 die Anziehung ab, welche eine Gesteinsplatte auf die Station ausüben würde von der Dicke: Meereshöhe der Station weniger der mittleren Höhe der Umgebung. Bei Stationen, welche unter dem mittleren Niveau der Umgebung liegen, zählt er die Anziehung der entsprechenden Gesteinsplatte zwischen Station und mittlerem Umgebungsniveau zu Δg_0 zu. Von Kleinigkeiten abgesehen *), ist das derselbe Rechenvorgang, den wir oben eingeschlagen hatten, und der Ziffern ergeben hatte, welche von denen einer isostatischen Reduktion mit regional großem Radius nur wenig verschieden ist.

Früher einmal [7] habe ich die Forderung aufgestellt und begründet, daß die Schwereverhältnisse eines bestimmten Stückes Erdkruste *individuell* untersucht werden müßten. Und was von geodätischen Arbeiten auf diesem Gebiete bisher nennenswerte Erfolge gebracht hat, an der Spitze als leuchtendes Vorbild die Untersuchungen von Vening Meinesz im Malayischen Archipel, entspricht dieser Forderung des „Individualismus“. Durch die Mühe der vielen seitdem durchgeführten isostatischen Reduktionen ist wenigstens eins vollkommen aufgeklärt worden, nämlich, *daß es eine Ideal- oder Normalreduktion nicht gibt*, daß es nicht möglich ist, durch ein feststehendes Rechenverfahren jeder Schwerestation eine Kennziffer zuzuordnen, derart, daß die Gesamtheit derselben dann die Massenverteilung im Untergrund, die Druckverteilung usw. erkennen ließe. Diesem Ziele ist immer nur durch reichliche Heranziehung von weiteren Daten, aus Geologie und anderen Zweigen der Geophysik näherzukommen. Der besonderen Aufgabe müssen jedesmal die Umrechnungen (Reduktionen) der Schweremessungen zweckmäßig angepaßt gewählt werden.

Wie das im allgemeinen zu denken wäre, kann gewissermaßen an dem Vorbilde der gebräuchlichen Bearbeitungen des magnetischen Erdfeldes erläutert werden. Zuerst ist von den Schweremessungen das normale „*Planetarische Erdfeld*“ abzuziehen. Praktisch ausgedrückt: man bilde $\Delta g_0 = g_0 - \gamma_0$ **). Daß man die Freiluftreduktion nur als Berücksichtigung der Meereshöhe ansehen muß, und sich wegen Innenraum, Kondensation usw. Skrupel nicht zu machen

*) Die lokale Topographie dürfte durch die einfache quasi Bouguersche Platte nur unvollkommen dargestellt werden. Vermutlich sollte man auch nicht — wie Born tut — die „mittlere Höhe“ des Gebietes einzig aus der Topographie ableiten, sondern etwa wie die t_m der Tabelle 7 aus den g_0 bestimmen. Tabelle 6 zeigt, daß ganze Großschollen beträchtlich über oder unter dem Schwimmgleichgewicht stehen können.

***) Für die *Normalschwere* γ_0 ist die einfachste Formel zu wählen. Das öfters empfohlene *Längenglied* bringt mit $\cos 2 \lambda$ eine Symmetrie hinein, welche die Erde gar nicht hat. Nebenbei bemerkt: ich muß hier wiederholen, daß noch niemand bewiesen hat, daß die Approximation merklich besser wird, wenn man aus der weiteren Kugelfunktionenentwicklung dieses eine Glied willkürlich herausgreift und hinzufügt. Aber selbst wenn dadurch die Fehlerquadratsumme ein wenig kleiner werden sollte, so wäre dieser formale Erfolg zu teuer erkaufte durch eine ganz inadäquate Darstellung, welche die Charakteristik gerade jener Erscheinung verwischt, welche dadurch in die Annäherung einbezogen werden soll, nämlich die der einseitigen „Pazifischen Delle“, die Sonderstellung des Stillen Ozeans in Relief, Stoff und Bau; also auch in der Massenverteilung. Besser als zu γ_0 stellt man das zu den „Regionalen Störungsfeldern“.

braucht, wurde oben gezeigt (S. 176). Der nächste Schritt wäre die Eliminierung der „*Regionalen Störungsfelder*“. Hier muß gegenüber dem Beispiel der Erdmagnetiker der Vorzug der Schwere hervorgehoben werden, daß ihre Ziffern gegenständlich vorgestellt, und mit dem Bau der Erdkruste unmittelbar in Verbindung gebracht werden können und *müssen*. Bei den Daten des Magnetismus, für den wir keinen Sinn haben, ist die Ableitung eines regionalen Störungsfeldes oft als rein formale Rechenaufgabe aufgefaßt worden; man hat Felder aus willkürlich abgegrenzten Räumen (Landesvermessungen) abgeleitet, die physisch keine Einheiten bildeten. Da ferner die magnetischen Eigenschaften nur von akzessorischen, d. i. — wenigstens für die gebräuchliche Anschauung — unwesentlichen Bestandteilen der Gesteine abhängen, ist eine Gegenprobe auf die Wirklichkeit nicht leicht und kaum je versucht worden *). Dagegen kann und muß man zur Gewinnung eines regionalen Störungsfeldes der Schwere immer von der *bestimmten Massenverteilung einer klar definierten geologischen Einheit* ausgehen; kurz und „isostatisch“ ausgedrückt, es ist sicher nur eine tektonisch abgegrenzte Krustenscholle, welche ihr Gleichgewicht sucht, überhaupt Gegenstand der mechanischen Vorgänge ist, nicht ein politisch oder sonstwie willkürlich abgegrenztes Gebiet. Dem Geologen läge es am nächsten, aus diesem Bilde die Schwerewerte „synthetisch“ abzuleiten. Wenn der Geodät es vorzieht, dieses regionale Störungsfeld umgekehrt durch eine Ausgleichsrechnung aus den Schweremessungen zu gewinnen, wie bei den Magnetikern gebräuchlich, so ist zu verlangen, daß die diesem Felde zu unterliegende Massenverteilung bestimmt, und womöglich zeichnerisch (Karte und Profil) dargestellt wird. Nur dann kann man sich über seine geologischen und geophysikalischen Voraussetzungen — und ihre *Möglichkeit* klar werden. Was nach Eliminierung dieser regionalen Störungen an Schwereanomalien noch übrig geblieben ist, die rein „*lokalen Störungen*“ sind dem Geologen zur weiteren Aufklärung zu überantworten. Nur auf diesem Gebiete können diese weiter erklärt werden, und auch nur so bekommt der Geologe ein Arbeitsmaterial, wie er es braucht, und wird nicht genötigt, sich mit Problemen herumzuschlagen, die ihn nichts angehen, und von denen die meisten Geologen auch, offengestanden, nichts verstehen. Denn im allgemeinen wird man annehmen können, daß die *isostatische Einstellung*, vollkommen oder unvollkommen, Sache der Großschollen ist, und jedenfalls fällt in den Rahmen dieser Größenordnung auch die „*Undulation*“ des *Geoides*. Die geologisch interessierenden, lokalen Schwerestörungen verursachen sowohl in der Niveaufläche als in den regional ausgeglichenen Kompensationsmassen keine bedeutenden Variationen, und der sie bearbeitende Geologe wird zufrieden sein, wenn er das wenige, das er davon eventuell wissen muß, vom Geodäten in zweckmäßiger Kürze erfahren kann.

*) In dem besonderen Falle der *magnetischen Vermessung des Bayerischen Tertiärbeckens* hat der Zweck nähere Verbindung mit geologischen Tatsachen erfordert. Da hat sich erwiesen, daß die Eliminierung eines regionalen Störungsfeldes nach der Praxis der Ölsuche zur Aufklärung des Untergrundes nicht übermäßig praktisch sich ausgewirkt hat [1].

Im Grunde hat das bisher *gebräuchliche isostatische Verfahren* einen Gedankengang, der von dem hier geforderten nicht so weit verschieden ist: es stellt hypothetisch ein Bild der Massenverteilung auf, berechnet daraus die Anziehung, und vergleicht damit die Messungen. Nur daß dabei grundsätzliche Schwächen, ja Fehler mit unterlaufen. 1. Die Massenverteilung wird als einzig von der *Oberflächenform* abhängig angesehen, anstatt vom Gebirgsbau, und, wie dieser entstanden ist. Korollar ist daher folgerichtig der Glaube, daß die Isostasie sich selbständig, ohne oder ohne stärkere Verzögerung immer wieder einstelle (s. oben). 2. Das Gesetz, das die Massenverteilung regeln soll, wird *ins allgemeinste schematisiert*; die Beziehung zu geologisch realen Verhältnissen verflüchtigt sich ganz (Pratt) oder wird doch nur in größten Zügen erfaßt (Airy), so daß über unmittelbar verifizierbare regionale Beziehungen wenig Sicheres ausgesagt werden kann. 3. Das Rechenverfahren ist ganz *undurchsichtig*: am Ende steht eine Ziffer da, zusammengetragen aus einer Unmenge kleinster Summanden, deren Wahl und Gruppierung rein künstlich ist, so daß man nicht weiß, was die einzelne Klein Komponente in der Wirklichkeit bedeutet, noch umgekehrt, welchen Einfluß bestimmte klar definierte Objekte in Form und Bau auf das Ergebnis haben. Dem entspricht die Begeisterung für die „kleinsten Quadrate“. Aber diese Rechnungsweise tut das, wonach sie heißt, sie „gleicht aus“, d. h. sie verschleppt die einzelnen Elemente anonym und unauffindbar, je charakteristischer sie hervorstechen, desto sicherer und ärger. Demgegenüber ist zu fordern, daß die gegebenen Abhängigkeiten klar, lieber übertrieben als verschwommen, herausgearbeitet werden; daß man von den Ergebnissen, auch den Teilresultaten weiß, wodurch sie bestimmt werden, und von jeder Voraussetzung, wie sie auf das Resultat einwirkt. Dann kann man allerdings nicht diese oder jene Station „isostatisch reduzieren“, ein für allemal, sondern nur ein zweckmäßig gewähltes Stück Erde einheitlich und systematisch durcharbeiten. Möglich ist das nur, wenn dafür die erforderlichen Daten zur Verfügung stehen. Das würde zu der weiteren Forderung führen, daß schon bei der *Planung der Schweremessungen* auf Bau und Gliederung der Erde entsprechend Rücksicht genommen werden sollte.

Schriftenverzeichnis

[1] Donald C. Barton: Magnetic and Torsion-Balance Survey of Munich Tertiary Basin, Bavaria. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geolog. vol. 18, no. 1, pp. 69—96 (1934).

[2] A. Born: Isostasie und Schweremessung. Berlin (Springer) 1923.

[3] W. Heiskanen: Catalogue of the isostatically reduced Gravity Stations. Publ. Isostatic Inst. of Internat. Assoc. of Geodesy No. 5, Annales Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, Tom. LI, No. 10, Helsinki 1939.

[4] W. Heiskanen u. U. Nuotio: Topographic-Isostatic World Maps of the effect of the Hayford Zones 10, 9, 8, and 7 to 1. Publ. Isostatic Inst. etc. No. 3, Annales Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, Tom LI, No. 11, Helsinki 1938.

[5] R. A. Hirvonen: Über die kontinentalen Undulationen des Geoides. Vorläufige Mitteilung. Gerlands Beitr. z. Geophys. 40, H. 1, S. 18—23, 1933.

[6] R. A. Hirvonen: The Continental Undulations of the Geoid. Helsinki 1934.

[7] R. Schwinner: Das Schwereprofil der Tauernbahn. Gerlands Beitr. z. Geophys. **29**, 352—416 (1931).

[8] R. Schwinner: Der Begriff der Konvektionsströmung in der Mechanik der Erde. Gerlands Beitr. z. Geophys. **58**, 119—158 (1941).

[9] R. Schwinner: Seismik und tektonische Geologie der Jetztzeit. Z. f. Geophys. **17**, 103—113 (1941).

[10] F. A. Vening Meinesz: Gravity Expeditions at Sea 1923—1932, Vol. II. Publ. Netherlands Geodetic Comm. Delft 1934.

[11] F. A. Vening Meinesz: Gravity over the Hawaiian Archipelago and over the Madeira area; conclusions about the Earth's crust. Nederl. Acad. v. Wetenschappen, Proc. Vol. XLIV, No. 1, S. 1—12 (1941).

[12] F. A. Vening Meinesz: Tables for Regional and Local Isostatic Reduction (Airy System) for Gravity Values. Publ. Netherl. Geodetic Comm. Delft 1941.

Erzeugung sinusförmiger Wechselströme in dem unter dem Hörbarkeitsbereich liegenden Frequenzgebiet

Von **Max Müller** in Jena. — (Mit 4 Abbildungen)

Es werden Schwingschaltungen beschrieben, welche unter geringem apparatellem Aufwand, insbesondere ohne Verwendung von Selbstinduktionen sinusförmige selbst-erregte Schwingungen ausführen und es wird die Koppelungstheorie und die Theorie der Anfachungsbedingungen bei der Erzeugung dieser Schwingungen gegeben. Die geoelektrischen Anwendungsmöglichkeiten dieser Schwingschaltungen werden besprochen und es wird insbesondere darauf hingewiesen, daß es durch Variation der Anfachungsbedingungen möglich ist, selektive Reaktionswirkungen zu erzielen.

I. Einleitung. Der für geophysikalische Messungen in Frage kommende Frequenzbereich liegt zwischen 0.01 und 1000 Hertz. Während bei der Untersuchung oberflächennaher Lagerstätten oder Erzvorkommen von im Tonfrequenzbereich liegenden Wechselströmen und Feldern Gebrauch gemacht wird, welche nach Intensität, Richtung und Phase gemessen werden müssen, ist die Verwendung niederperiodischer Felder bei der Erforschung tiefliegender Objekte unerläßlich. Neben der Steigerung der Eindringungstiefe der Ströme, welche bekanntlich umgekehrt proportional mit der Quadratwurzel aus der Stromfrequenz zunimmt, bietet die Verwendung niederperiodischer Ströme noch eine Reihe anderer Vorteile. Einerseits treten in niederperiodischen Feldern die Verschiebungsströme gegenüber den Leitungsströmen so stark zurück, daß man sie nicht mehr zu berücksichtigen braucht, und andererseits läßt sich bei gegebener mittlerer Erdleitfähigkeit, wie ich in einer früheren Arbeit ausführlich zeigte [1], stets eine kritische Frequenz finden, bei welcher die im Boden induzierten quellenfreien Sekundärströme verschwindend klein werden. Die Kriterien zur Bestimmung dieser Frequenz wurden in der genannten Arbeit ausführlich diskutiert. Für die praktischen Feldarbeiten waren damit erhebliche Vorteile gewonnen, da die in der Literatur für stationäre Felder bekannten Rechnungshypothesen unmittelbar für alle unter der ge-