

Die Schwerebestimmungen der Schweizerischen Geodätischen Kommission und ihre Ergebnisse

Autor(en): **Niethammer, Th.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali**

Band (Jahr): **102 (1921)**

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-90321>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die Schwerebestimmungen der Schweizerischen Geodätischen Kommission und ihre Ergebnisse

Prof. TH. NIETHAMMER

Vor 60 Jahren wurde an der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Lausanne die *schweizerische Geodätische Kommission* gegründet und mit der Aufgabe betraut, diejenigen Messungen in unserem Lande anzuordnen, die der Schweiz aus ihrer Beteiligung an den Arbeiten der mitteleuropäischen Gradmessung zufielen. Das Hauptziel dieser Organisation, die sich später zur europäischen Gradmessung und internationalen Erdmessung erweiterte, ist es, die Grösse und Figur der Erde zu bestimmen. Da sich bei der Verfolgung dieser Aufgabe zeigte, dass die Gestalt der Erde erheblich von einem Umdrehungsellipsoid abweicht, gesellte sich bald die viel umfangreichere Aufgabe hinzu, die wirkliche, mathematische Figur der Erde, das Geoid, zu bestimmen und dessen Form durch die Massenverteilung in der Erde zu erklären.

Zur Lösung dieser Aufgabe verhelfen uns zwei verschiedene, durch astronomisch-geodätische Messungen zu erlangende Grössen, nämlich einerseits die Lotabweichungen und andererseits die Schwerebeschleunigungen. Es haben sich namentlich die letzteren als wertvolles Hilfsmittel erwiesen zur Aufklärung der Fragen, welche die Konstitution der Erdrinde betreffen.

In der Schweiz hat schon bald nach der Gründung der geodätischen Kommission PLANTAMOUR an einzelnen Stationen die Schwerebeschleunigung bestimmt. Eine erste systematische Schwereaufnahme liess sie in den Neunzigerjahren durch ihren Ingenieur MESSERSCHMITT durchführen, nachdem Oberst VON STERNECK in Wien einen leicht transportablen Pendelapparat für solche Messungen konstruiert hatte.

Nach 1900 entschloss sich die geodätische Kommission zu einer vollständig neuen Aufnahme, da inzwischen verschiedene Verbesserungen der Messungsmethode, die eine viel grössere Genauigkeit

erreichen lassen, bekannt geworden waren. Über die Ergebnisse dieser letztern, im Jahre 1918 zu Ende geführten Messungen soll im Folgenden berichtet werden.

Zwischen der Schwereänderung im Meeresniveau und der Abplattung der Erde besteht ein Zusammenhang, den CLAIRAUT 1738 mathematisch gefasst hat in einer Formel, welche gestattet, aus der Schwereänderung im Meeresniveau die Abplattung zu berechnen. Es sind heuer gerade 100 Jahre her, dass der englische Forscher SABINE eine grössere Expedition unternommen hat zum Zweck, an dreizehn, in Breite möglichst verschieden gelegenen Orten die Schwere zu bestimmen und daran eine Berechnung der Abplattung anzuschliessen. Nachdem sich solchen Messungen in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts besonders englische und französische Forscher gewidmet hatten, erlosch das Interesse daran, und als HELMERT 1884 eine Neuberechnung des Abplattungswertes vornahm, konnte er nur 122 brauchbare Schwerewerte zusammenbringen. Eine Belebung erfuhren die Schwerebestimmungen erst wieder durch die Einführung des handlichen Sterneckschen Apparates. 1901 lagen bereits Messungen von 1400 Stationen vor; ihre Zahl ist heute auf mehr als 3000 gestiegen. Der 1915 von Helmert daraus abgeleitete Abplattungswert $1 : 297$ darf den Anspruch erheben, um nicht mehr als eine Einheit im Nenner unrichtig zu sein.

Von diesen 3000, über die ganze, feste Erdoberfläche vertheilten Stationen entfallen auf das neue schweizerische Schwerenetz 231; das ist in Anbetracht der geringen Ausdehnung unseres Landes eine grosse Zahl, und es ist die Schweiz gegenwärtig wohl das am besten untersuchte Land der Erde.

Die Kenntnis der Schwerewerte an der Erdoberfläche ist aber nicht nur insofern für die geodätische Forschung von Bedeutung, als sie die allgemeine Form des Erdellipsoides zu berechnen gestatten; sie ermöglichen uns auch, im einzelnen Schlüsse auf die Konstitution der Erdrinde zu ziehen. Unter diesem besondern Gesichtspunkte sollen die Ergebnisse der Schweremessungen der schweizerischen geodätischen Kommission besprochen werden.

Unter der Schwerebeschleunigung verstehen wir die Resultante aus der Beschleunigung der Massenanziehung der Erde und der Zentrifugalbeschleunigung infolge der Erdrotation. Sie ist numerisch gleich der Geschwindigkeit, die ein aus dem Ruhezustand im luft-

leeren Raum frei fallender Körper nach der ersten Sekunde erlangt und beträgt an der Erdoberfläche rund 980 cm/sec^2 . Am genauesten lässt sich ihre Grösse ableiten aus der gemessenen Schwingungszeit eines frei schwingenden Pendels und aus der ebenfalls durch eine Messung ermittelten „reduzierten“ Pendellänge, da zwischen der Schwerebeschleunigung einerseits und diesen beiden Grössen andererseits eine bekannte Beziehung besteht.

Die Bestimmung der Schwerebeschleunigung nach diesem Prinzip heisst eine absolute Messung; sie ist eine höchst umständliche, langwierige Operation, was daraus mag ersehen werden, dass die genaueste absolute Bestimmung, die bisher durchgeführt wurde, die mehrjährige Arbeit zweier Beobachter erfordert hat.

Viel leichter ist es, das Verhältnis der Schwere an zwei oder mehr Orten zu bestimmen. Hierzu ist nur notwendig, die Schwingungszeit eines und desselben frei schwingenden Pendels an den verschiedenen Orten zu messen, da dann aus dem Verhältnis der Schwingungszeiten das Verhältnis der Schwerebeschleunigungen abgeleitet werden kann. Die Schwingungszeit eines Pendels kann aber relativ leicht mit grosser Genauigkeit ermittelt werden.

Um auch die absoluten Schwerewerte der einzelnen Stationen kennen zu lernen, muss nur für eine einzige Station, die Referenzstation, der absolute Wert bekannt sein. Es ist sogar ausreichend und zweckmässig, alle Schwerestationen der Erde an eine einzige Zentralstation anzuschliessen und deren absoluten Schwerewert wieder durch relative Messungen auf die Referenzstationen der einzelnen Länder zu übertragen. Als Zentralstation dient das geodätische Institut zu Potsdam, wo die vorhin erwähnte, genaue, absolute Bestimmung durchgeführt worden ist. — Referenzstation für die schweizerischen Messungen war bis zum Jahre 1899 Zürich, nachher Basel.

Die Genauigkeit, die man bei der relativen Übertragung der Schwere innezuhalten wünscht, ist $1/1000 \text{ cm/sec}^2$. Diese Forderung geht so weit, dass auch die im Prinzip einfache, relative Messung sich zu einer recht umständlichen Operation gestaltet, denn es muss die Schwingungsdauer des benützten Pendels auf wenige zehnmilliontel Sekunden genau bestimmt werden, und es müssen alle die Schwingungszeit beeinflussenden Faktoren, die von Ort zu Ort wechseln und die nicht von einer Schwereänderung herrühren, mit derselben Genauigkeit in Rechnung gezogen und dadurch eli-

miniert werden. Solche Faktoren sind: der Schwingungsbogen des Pendels, die Temperatur der Pendelstange, der Luftwiderstand, die mitschwingende Bewegung des Pendelstativs, und endlich der Fehler der Zeiteinheit, in welcher die Schwingungsdauer ausgedrückt wird, d. h. der Fehler der Uhrsekunde. Dieser Fehler kann nur dadurch mit der erforderlichen Genauigkeit eliminiert werden, dass der tägliche Gang der Beobachtungsuhr an Ort und Stelle durch astronomische Zeitbestimmungen bis auf zirka 2 hundertstel Zeitsekunden genau ermittelt wird.

Nicht leicht ist es auch, die Grundvoraussetzung der relativen Methode zu erfüllen, nämlich die Voraussetzung, dass an allen Orten ein und dasselbe Pendel benützt werde. Es hat sich gezeigt, dass es sehr schwer ist, den Schneidenkörper, welcher die Schwingungsaxe trägt, unveränderlich fest mit dem Pendelkörper zu verbinden und dabei schädliche Spannungen zu vermeiden. Um Verschiebungen der Schwingungsaxe gegenüber dem Pendelkörper, d. h. Änderungen der Pendellänge aufzudecken, benützt man immer mehrere Pendel nebeneinander, in der Hoffnung, dass nicht alle Pendel während der Dauer der Feldarbeiten ihre Länge ändern. Zur Kontrolle werden übrigens die Schwingungszeiten der Pendel vor und nach den Feldarbeiten auf der Referenzstation bestimmt.

Das Gewicht des gesamten Gepäckes, das für die schweizerischen Messungen mitgeführt wurde, beläuft sich auf rund 1300 kg; die Hälfte davon entfällt auf eine kleine, transportable Beobachtungshütte, in welcher das zu den Zeitbestimmungen verwendete Universalinstrument aufgestellt wird. Das Hauptinstrument, das einzelne invariable Halbsekundenpendel, wiegt nur 1 kg.

Die Erledigung der Messungen auf einer Feldstation erfordert einen Zeitraum von wenigstens vier Tagen. Wegen der Verzögerungen, welche die astronomischen Messungen durch ungünstige Witterung erleiden, sind durchschnittlich acht bis zehn Tage notwendig gewesen.

Wenn wir die beobachteten Schwerebeschleunigungen der schweizerischen Stationen zusammentragen, so ersehen wir daraus nur, dass im Allgemeinen die Schwere mit der Seehöhe abnimmt. Wollen wir eine Übersicht über das grosse Zahlenmaterial gewinnen und Schlussfolgerungen daran anknüpfen, so müssen die beobachteten Werte zuerst vergleichbar gemacht, „reduziert“ werden. Das kann nach zwei verschiedenen Methoden geschehen;

die eine, die FAYESche Methode, kommt hauptsächlich für Stationen im Flachland des Kontinentes in Betracht, die andere, die BOUGUERSche, für Gebirgsstationen.

Der FAYESchen Methode liegt folgende Vorstellung zugrunde: Die Flachlandmassen, die sich in der Umgebung der Station oberhalb des Meeresniveaus befinden, denkt man sich auf das Meeresniveau zu einer Flächenschicht kondensiert und den Beobachtungspunkt lotrecht verschoben bis dicht über das Meeresniveau. Dieser Fiktion entsprechend werden die Schwerewerte vergleichbar gemacht dadurch, dass man sie umrechnet auf diejenigen Werte, die man im lotrecht aufs Meeresniveau verschobenen Punkte beobachtet hätte; sie beziehen sich dann auf die gleiche Niveaufläche. Die FAYESche Reduktion besteht somit einfach darin, dass man die beobachteten Werte vermehrt um den bekannten Betrag der normalen Zunahme der Schwere in freier Luft. — Die theoretisch notwendige Korrektion wegen der Kondensation der Massen ist unerheblich und darf vernachlässigt werden.

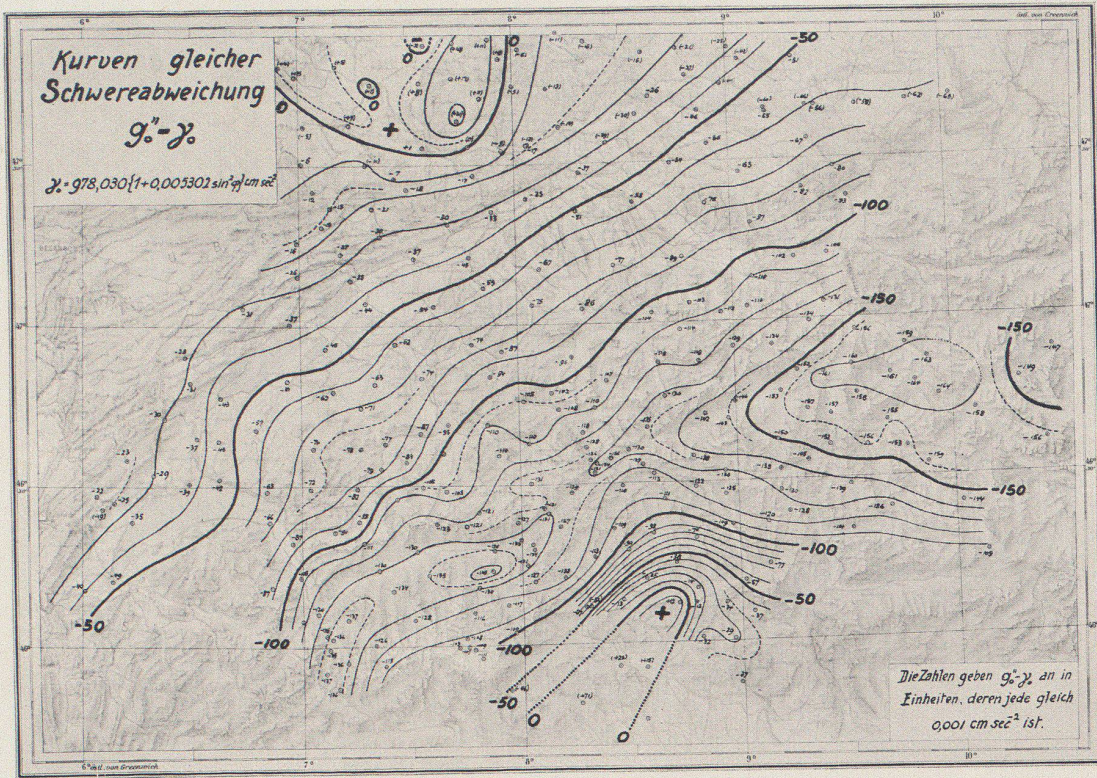
Nach dem FAYESchen Verfahren reduzierte Schwerewerte benutzt man, wenn die normale Änderung der Schwere im Meeresniveau mit der geographischen Breite abgeleitet werden soll; die Schwerewerte γ_0 im Meeresniveau und in der geographischen Breite φ lassen sich in grosser Annäherung durch den Ausdruck darstellen:

$$\gamma_0 = g_a (1 + b \sin^2 \varphi),$$

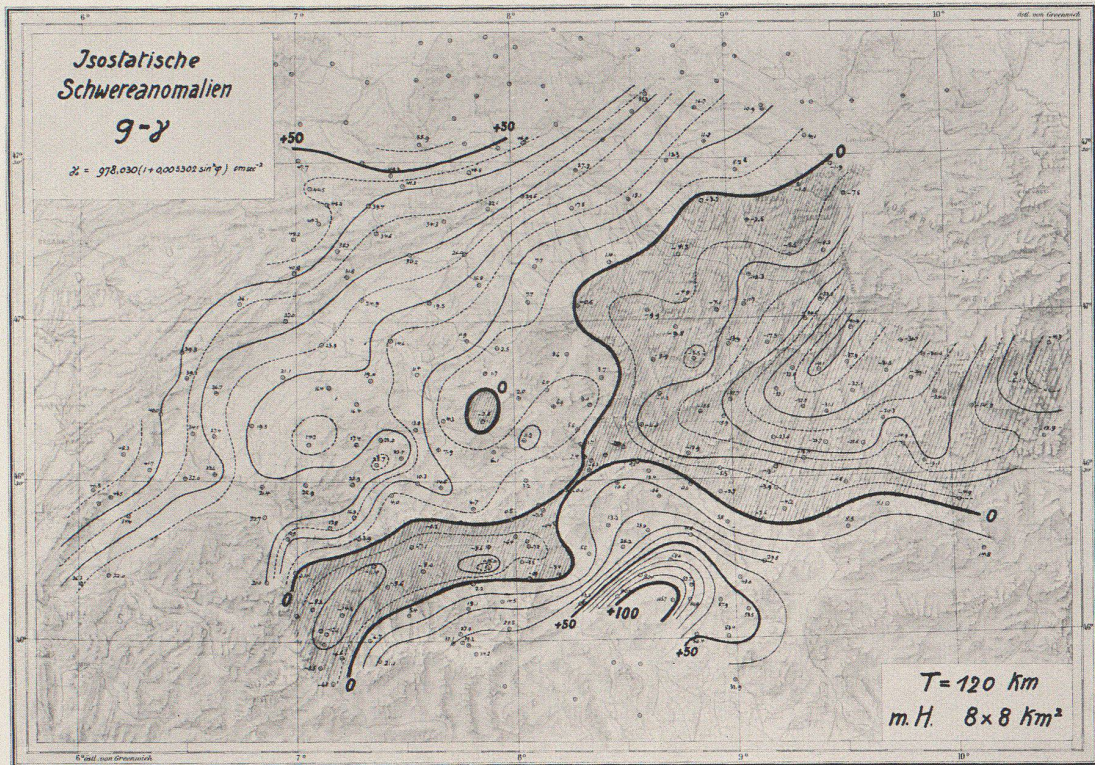
wobei g_a die Schwere am Äquator und b eine Konstante bezeichnet.

Wendet man das FAYESche Verfahren auch auf die Schwerewerte der Gebirgsstationen an, so erzielt man keine Vergleichbarkeit. Die zwischen Meeresniveau und Stationsniveau liegenden Massen üben nach der Kondensation auf den verschobenen Stationspunkt die gleiche Anziehung aus wie vorher; diejenigen Massen hingegen, die das Stationsniveau überragen, deren Vertikalanziehung somit nach oben gerichtet ist, üben nach der Kondensation keine merkliche Vertikalanziehung aus.

Beim zweiten, BOUGUERSchen Verfahren, geht man deshalb darauf aus, die beobachtete Schwere überhaupt von der Anziehung der lokalen Massen zu befreien. Hierzu denkt man sich sämtliche Massen, die sich in der Umgebung der Station oberhalb des Meeresniveaus befinden, weggenommen bis zu einer Entfernung, in der sie keine merkliche Vertikalanziehung auf den Beobachtungspunkt ausüben und diesen wieder lotrecht verschoben bis dicht über das



Topogr. Platte mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 19. Sept. 1921 reproduziert.



Topogr. Platte mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 19. Sept. 1921 reproduziert.

Meeresniveau. Demgemäss hat man zwei Reduktionen anzubringen, nämlich erstens wieder die normale Änderung in freier Luft, und zweitens hat man die beobachtete Schwerebeschleunigung zu vermindern um den Betrag der Vertikalanziehung, welcher den weggenommenen Massen entspricht.

Die so reduzierten Schwerewerte sind etwas unsicherer als die beobachteten; denn die Berechnung dieses Anziehungsbetrages erfordert die Kenntnis der Gesteinsdichten zwischen Meeresniveau und Erdoberfläche. Angaben hierüber sind aber notwendigerweise mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Während die beobachteten Schwerebeschleunigungen auf $\pm \frac{1}{1000}$ cm/sec² genau sind, muss den nach Bouguer reduzierten Werten durchschnittlich eine Unsicherheit von $\pm \frac{3}{1000}$ bis $\frac{4}{1000}$ cm/sec² zugeschrieben werden.

Bezeichnen wir mit

- g die beobachtete Schwerebeschleunigung,
- Δg die normale Zunahme der Schwere in freier Luft vom Stationsniveau bis zum Meeresniveau,
- $\Delta g'$ die negativ genommene Vertikalanziehung der Massen in der Umgebung der Station,

so ist
$$g''_o = g + \Delta g + \Delta g'$$

die nach dem Bouguerschen Verfahren auf das Meeresniveau reduzierte Schwerebeschleunigung. Diese Werte g''_o der einzelnen Stationen sind noch nicht streng untereinander vergleichbar, da darin noch die Änderung der Schwere mit der geographischen Breite steckt. Um auch diesen Einfluss zu eliminieren, vergleicht man sie mit dem normalen Wert γ_o , indem man die Differenzen

$$g''_o - \gamma_o$$

bildet. Für γ_o hat HELMERT 1901 aus den nach FAYE reduzierten Schwerewerten der Flachlandstationen den Ausdruck abgeleitet: $\gamma_o = 978,030 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi)$ cm/sec².

Trägt man die Differenzen $g''_o - \gamma_o$ in ein Stationsnetz ein, so lassen sich zwischen die Stationen diejenigen Punkte interpolieren, in welchen die Schwereanomalien $g''_o - \gamma_o$ gleich gross sind. Verbindet man solche Punkte durch Kurven, so erhält man ein zusammenfassendes Bild aller Messungen.¹ Tafel I enthält eine solche

¹ Die Messungen sind ausführlich publiziert im 12., 13., 15. und 16. Band der „Astronomisch-geodätischen Arbeiten in der Schweiz“ (Fortsetzung der Publikation: „Das schweizerische Dreiecknetz“), herausgegeben von der Schweizerischen Geodätischen Kommission.

Darstellung; die Kurven verbinden Punkte, deren Schwereanomalien um je 10 Einheiten der 3. Dezimale (gleich tausendstel cm/sec^2) verschieden sind. Die wichtigsten Eigentümlichkeiten dieser Karte seien in Kürze hervorgehoben. Zunächst ist ersichtlich, dass im ganzen Gebiet der Schweiz sämtliche Schwereanomalien, mit Ausnahme von zweien, negativ sind, d. h. die reduzierten Werte g''_o sind kleiner als die normalen Werte γ_o . Nördlich der Alpen treffen wir den grössten Wert, nämlich den Wert $+0,001 \text{ cm}/\text{sec}^2$, in Basel an. Weiter nördlich im Breisgau und im Sundgau haben die Messungen deutscher Beobachter ebenfalls positive Werte geliefert. Die Kurven gleicher Abweichung verlaufen ersichtlich der allgemeinen Streichrichtung der Alpen parallel. Für je 10 km Annäherung an die Alpen nehmen die Abweichungen um rund 10 Einheiten ab und erreichen ungefähr in der Mitte des Alpenmassivs ihren kleinsten Wert. Wir konstatieren ein Hauptminimum von $-0,160$ bis $-0,165 \text{ cm}/\text{sec}^2$ in den Graubündner Alpen östlich von Chur und ein Nebenminimum von $-0,130$ bis $0,140 \text{ cm}/\text{sec}^2$ südlich des Rhonetales. — Auf der Südseite der Alpen ist der Verlauf der Kurven viel unregelmässiger, die Abweichungen nehmen ausserordentlich rasch zu mit der Annäherung an den Lago maggiore. Brissago verzeichnet schon einen kleinen positiven Wert in Übereinstimmung mit vereinzelt italienischen Messungen, die indessen nicht die gleiche Genauigkeit beanspruchen können wie die schweizerischen.

Geben wir uns zunächst Rechenschaft davon, was das negative Zeichen der Abweichungen bedeutet.

Wir haben erwähnt, dass die normale Schwere γ_o abgeleitet wird aus den nach Faye reduzierten Beobachtungswerten, d. h. unter der Vorstellung, dass die äusseren Massen auf das Meeresniveau kondensiert werden. Theoretische Betrachtungen zeigen nun, dass die Schwere im Meeresniveau in grosser Annäherung durch einen Ausdruck von der Form

$$\gamma_o = g_a (1 + b \sin^2 \varphi)$$

dargestellt wird, wenn die Massen der Erde homogen geschichtet sind. Dass sich die nach Faye reduzierten Schwerewerte gut in dieser Form darstellen lassen, besagt also, es werde durch die dem Fayeschen Verfahren zugrunde liegende Fiktion eine Massenverteilung herbeigeführt, deren Schwerewirkung sehr nahe gleich ist derjenigen einer homogen geschichteten Erde.

Das Verhalten der Bouguerschen Werte g'' , die im allgemeinen kleiner sind als die normalen Werte γ_0 , heisst also: nimmt man Massen weg, so ist die Anziehung kleiner als diejenige einer homogen geschichteten Erde, was gleichbedeutend ist mit der Aussage, dass Massen unterhalb des Meeresniveaus fehlen. Wir sind deshalb berechtigt, negative Schwereanomalien als Massendefekte unterhalb des Meeresniveaus zu deuten, und da diese Defekte am stärksten sind in der Zone der grössten Gebirgserhebung, kommen wir zur Anschauung, dass die Gebirgsmassen oberhalb des Meeresniveaus bis zu einem gewissen Grade durch Massendefekte unterhalb kompensiert seien. Hierbei hat man nicht an Hohlräume in der Erdrinde zu denken, sondern an eine Verminderung der Gesteinsdichte.

Dieser Vorstellung von einer Kompensation der Gebirgsmassen hat PRATT eine präzise Fassung gegeben. Denken wir uns aus der Erdrinde eine vertikale, prismatische Säule von bestimmtem Querschnitt herausgeschnitten. Die Basis der Säule liege in einer bestimmten Niveaufläche im Erdinnern, und ihre obere Begrenzung werde durch die feste oder flüssige Erdoberfläche gebildet. Dann lässt sich die Prattsche Fassung folgendermassen formulieren: Wo wir auch die prismatische Säule in der äusseren Erdrinde annehmen, sei es in einer Gebirgsgegend oder im Flachlande eines Kontinentes oder im Meere, immer ist die aus der Erdrinde herausgeschnittene Masse gleich gross. — Diese Regel kann natürlich nicht streng gelten; man redet deshalb auch nicht von einem Prattschen Gesetz, sondern von einer Prattschen Hypothese, und bezeichnet den Zustand der Erdrinde, der ihr entspricht, als das isostatische Gleichgewicht. Eine besondere Bedeutung kommt der Tiefe der gemeinsamen Niveaufläche zu, in welcher die Basis der Säulen anzunehmen ist. Man nennt diese Niveaufläche die Ausgleichsfläche; sie kann als diejenige Niveaufläche aufgefasst werden, wo der im tieferen Erdinnern herrschende hydrostatische Druck beginnt.

Die negativen Schwereanomalien in unserem Gebirgslande dürfen wir deuten als eine Bestätigung der Prattschen Hypothese. Bei der Feststellung dieser Bedeutung drängt sich fast von selbst die Frage auf, ob es nicht möglich sei, aus dem Zahlenmaterial des dichten Schwerenetzes weitere, etwas weniger unbestimmte Schlussfolgerungen zu ziehen. Können uns die Schwereanomalien z. B. nicht Aufschluss darüber geben, bis zu welcher Tiefe sich

die Auflockerung der Erdrinde, der Massendefekt erstreckt, oder innerhalb welchen Umkreises die äusseren Massen durch den Massendefekt in der Erdrinde kompensiert sind? Wegen der Festigkeit des Erdmantels haben wir uns die Kompensation nicht in der Weise vorzustellen, dass jede Bergspitze oder jeder enge Taleinschnitt durch einen entsprechenden Defekt ausgeglichen sei. Kompensation wird vermutlich nur bestehen innerhalb grösserer Gebiete, und in kleineren Gebieten werden isostatisch nicht kompensierte Massen vorhanden sein können.

Wenn wir diese beiden Fragen, nämlich erstens die Frage nach der Tiefe der Ausgleichsfläche und zweitens die Frage nach der Grösse des Kompensationsgebietes, d. h. nach der Grösse des Querschnittes der Prismen, die gleich viel Masse enthalten sollen, beantworten können, dann werden wir auch imstande sein, anzugeben, wie gross die Schwereabweichungen sind, welche durch isostatisch nicht ausgeglichene Massen erzeugt werden. Solche Massen können wir kurz als Störungsmassen bezeichnen.

Für die Tiefe der Ausgleichsfläche besitzen wir eine gute Schätzung auf Grund zweier verschiedener, von einander unabhängiger Berechnungen. Es hat einerseits HAYFORD diese Tiefe berechnet aus den in Nordamerika beobachteten Lotabweichungen, und andererseits HELMERT aus den Störungen, welche die Schwerewerte der in der Nähe der Meeresküste gelegenen Stationen aufweisen. Aus beiden Berechnungen geht in guter Übereinstimmung ein Wert von rund 120 km hervor.¹

Streng genommen müsste gleichzeitig mit der Frage nach der Tiefe der Ausgleichsfläche auch die Frage nach der Grösse des Kompensationsgebietes untersucht werden; es kommt aber sowohl der Hayfordschen als Helmertschen Berechnung zugut, dass das abgeleitete Resultat nicht stark beeinflusst wird von einer speziellen Annahme über die Grösse des Kompensationsgebietes. Beide

¹ Vergleiche:

The Figure of the Earth and Isostasy from Measurements in the United States, Washington 1909;

Supplementary Investigation in 1909 of the Figure of the Earth and Isostasy, Washington 1910;

Die Tiefe der Ausgleichsfläche bei der Prattschen Hypothese für das Gleichgewicht der Erdkruste und der Verlauf der Schwerestörung vom Innern der Kontinente und Ozeane nach den Küsten. Von F. R. Helmert; Sitzungsberichte der königl. preuss. Akademie der Wissenschaften, 1909, XLVIII.

legen dieser einen solchen Wert bei, welcher die Berechnung der Tiefe möglichst einfach ausfallen lässt. Das ist dann der Fall, wenn man den Querschnitt der Prismen, die gleich viel Masse enthalten sollen, unendlich klein annimmt. Diese Annahme schliesst die Vorstellung ein, dass der Massendefekt unterhalb der Kontinente (oder der Massenüberschuss unterhalb der Meere) das genaue Spiegelbild der Begrenzung der festen Erdoberfläche sei, eine Vorstellung, die sicher nicht der Wirklichkeit entspricht.

Ausserdem wird noch eine zweite, die Berechnung erleichternde Voraussetzung eingeführt, nämlich die Voraussetzung, dass durch eine gleichmässige Verteilung der äusseren Massen über den Raum zwischen Meeresniveau und Ausgleichsfläche eine homogene Erdrinde erzeugt werde, d. h. dass dem Massendefekt längs jeder Vertikalen eine konstante, negative Dichte beizulegen sei.

Die Messungen der schweizerischen geodätischen Kommission gestatten nun zu untersuchen, ob die in unserm Gebirgslande beobachteten Schwerebeschleunigungen für dieselbe Tiefe der Ausgleichsfläche sprechen. Wenn das der Fall ist, so dürfen wir daraus schliessen, dass die Lage der Ausgleichsfläche nicht nur von Bedeutung sei für den Aufbau der Erdrinde im grossen, nämlich für ihre Gliederung in Kontinentalblöcke und Meeresbecken, sondern auch für die Auffaltung der Gebirgsmassen innerhalb eines Kontinentes.

Setzen wir für diese Untersuchung die Tiefe der Ausgleichsfläche im Alpengebiet vorderhand als bekannt voraus und schliessen wir uns den vereinfachenden Annahmen Hayfords an. Dann bietet sich die Möglichkeit, die Schwerewerte nach einem Verfahren zu reduzieren, das die Unvollkommenheiten der Fayeschen und Bouguer'schen Methode vermeidet. Wir bezeichnen dieses Verfahren nach seinem Begründer als das HAYFORDSche Verfahren oder seinem Wesen nach als das isostatische Verfahren.

Nehmen wir eine idealisierte Erde an, die dadurch entsteht, dass die äussern Kontinental- und Gebirgsmassen durch vertikale Verschiebung nach unten gleichmässig über den Raum zwischen Meeresniveau und Ausgleichsfläche verteilt werden und dass der Massenüberschuss unterhalb der Meere verwendet werde zur Ausgleichung des Defektes der Wassermassen. Diesem Zustande wird eine Normalschwere im Meeresniveau entsprechen; wir nennen sie die isostatische Normalschwere und setzen sie ebenfalls als bekannt voraus.

Um nun zu entscheiden, ob die an einer Gebirgsstation beobachtete Schwere dem isostatischen Gleichgewicht entspreche, gehen wir folgendermassen vor:

An der isostatischen Normalschwere des Meeresniveaus bringen wir drei Korrekturen an, eine erste, welche gleich der Abnahme der Schwere in freier Luft zwischen Meeres- und Stationsniveau ist (entsprechend der Fayeschen Reduktion), eine zweite, welche gleich der Vertikalanziehung der das Meeresniveau überragenden (oder daran fehlenden) Massen in der Umgebung der Station ist (entsprechend der Bouguerschen Reduktion), und eine dritte, welche dem isostatischen Defekt unterhalb der Kontinente oder dem isostatischen Überschuss unterhalb der Meere Rechnung trägt. Bezeichnen wir mit γ_i die isostatische Normalschwere im Meeresniveau und mit $-\Delta g''$ die Vertikalanziehung des isostatischen Massendefektes oder Massenüberschusses, so ist

$$\gamma = \gamma_i - \Delta g - \Delta g' - \Delta g''$$

die isostatische Normalschwere im Stationsniveau. Mit dieser vergleichen wir nun den beobachteten Wert g , indem wir die Differenzen

$$g - \gamma,$$

die isostatischen Schwereanomalien bilden.

Die isostatische Normalschwere γ_i ist uns nun allerdings nicht bekannt. Wir besitzen dafür aber einen guten Ersatz in der normalen Schwere γ_o , die aus den nach Faye reduzierten Werten abgeleitet ist. Denn da bei dieser Ableitung nur Flachlandstationen von sehr geringer Meereshöhe benützt wurden, ist ersichtlich, dass zwischen der Anziehung der aufs Meeresniveau kondensierten Massen und der Anziehung der Massen, wenn sie über den Raum zwischen Meeresniveau und Ausgleichsfläche verteilt werden, nur ein geringer Unterschied bestehen kann. Die Fayesche Normalschwere fällt also nahe zusammen mit der isostatischen Normalschwere. Führen wir γ_o an Stelle von γ_i ein, so ist die isostatische Schwereanomalie gleich

$$g - \gamma = g + \Delta g + \Delta g' - (\gamma_o - \Delta g''),$$

während die Bouguersche Schwereanomalie gleich

$$g'' - \gamma_o = g + \Delta g + \Delta g' - \gamma_o \text{ ist.}$$

Grundsätzlich unterscheidet sich das isostatische Verfahren vom Bouguerschen nur dadurch, dass der Einfluss des Massendefektes oder -überschusses berücksichtigt wird. Dieser Umstand bedingt eine erheblich grössere Rechnungsarbeit, als es auf den

ersten Blick scheinen möchte. Während die Vertikalanziehung der äussern Massen schon in 50 km geringfügig wird, bleibt die Anziehung des Defektes oder Überschusses wegen der grossen Tiefe der Ausgleichsfläche auf viel grössere Entfernungen hin merkbar. Um streng vergleichbare Zahlen zu erhalten, erstreckt man die isostatische Berechnung über alle Massen rund um die Erde.¹

Dieses isostatische Verfahren ist schon von Hayford selbst auf rund 100 Schwerestationen Nordamerikas angewendet worden mit dem Erfolg, dass durchschnittlich recht kleine, isostatische Schwereanomalien auftreten.² Seine Bemühungen indessen, daraus auch Aufschlüsse über die Tiefe der Ausgleichsfläche und die Grösse des Kompensationsgebietes zu erhalten, hatten keinen Erfolg. Der Grund des Versagens liegt zweifellos in der geringen Zahl und in der ungünstigen Verteilung der amerikanischen Stationen. Das schweizerische Schwerenetz, dessen Stationsdichte ungefähr 600 mal so gross ist als die des amerikanischen Netzes, verspricht einem neuen Versuch in dieser Richtung von vorneherein einen bessern Erfolg.

Will man die schweizerischen Schwerewerte nicht nur isostatisch reduzieren, sondern auch entscheiden, für welche Tiefe der Ausgleichsfläche die beste Übereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung erzielt wird, so kann das dadurch geschehen, dass man die Rechnung gleichzeitig für verschiedene Tiefenannahmen durchführt.

Um auch die Frage nach der Grösse des Kompensationsgebietes zur Entscheidung vorzubereiten, empfiehlt es sich, den Querschnitt der vertikalen Säulen nicht unendlich klein, wie Hayford es getan, sondern von endlichen Dimensionen anzunehmen; aus verschiedenen Gründen wurde für die erste Rechnung ein quadratischer Querschnitt von 8 km Seitenlänge gewählt. Massgebend für die Dichte des Massendefektes in irgend einer Vertikalen ist dann die mittlere Höhe der Gebirgsmassen innerhalb einer Fläche von 64 km².

Wenn die Isostasie vollkommen wäre, d. h. nun, wenn jeweilen innerhalb einer quadratischen Säule von 64 km² Querschnitt die

¹ Vgl. Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebeschleunigungen, von Th. Niethammer. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel. Band XXVIII, zweiter Teil.

² Siehe: The Effect of Topography and Isostatic Compensation upon the Intensity of Gravity, by John F. Hayford. Washington, 1912.

oberirdischen Massen durch einen entsprechenden Defekt kompensiert wären, dann müssten sich die beobachteten Schwerewerte innerhalb der durch Beobachtungs- und Reduktionsfehler gesteckten Grenzen durch die isostatisch reduzierten Normalschwerewerte darstellen lassen; die isostatischen Schwereanomalien dürften also etwa $\pm 5/1000 \text{ cm/sec}^2$ nicht wesentlich überschreiten. Sind die Abweichungen grösser, so müssen wir sie auffassen als den Ausdruck für die Anziehung von störenden Massen, die in der Erdkrinde zwischen Meeresniveau und Ausgleichsfläche liegen. Je näher sie dem Meeresniveau liegen, um so intensiver wird ihre störende Wirkung sein, um so kleiner aber auch der Bereich, innerhalb dessen sich die Störung bemerkbar macht. Aus der Grösse und aus der Änderungsgeschwindigkeit der isostatischen Anomalien wird man also bis zu einem gewissen Grade zurückschliessen können auf die Lage der störenden Massen in der Erdkrinde.

In Tafel II sind die isostatischen Schwereanomalien wiedergegeben für 120 km Tiefe der Ausgleichsfläche; die Kurven verbinden wieder Punkte gleicher Abweichung. Innerhalb der durch Schraffierung zusammengehaltenen Fläche sind die Anomalien negativ, ausserhalb positiv. Das Gebiet negativer Störung liegt innerhalb der Alpenerrhebung. Wenn wir somit die Gebirgsmassen vertikal nach unten verschieben und über den Raum zwischen Meeresniveau und Ausgleichsfläche verteilen, so bleibt die Dichte in diesem Teil der Erdkrinde kleiner als durchschnittlich ausserhalb. Nördlich und südlich der Alpen besteht dagegen ein Gebiet mit positiven Anomalien, welchen ein Massenüberschuss, eine zu grosse Dichte, in der Erdkrinde entspricht. Am grössten ist der Defekt im Rheintal in der Umgegend von Chur; er vermindert dort die Schwere um $0,040 \text{ cm/sec}^2$. Von einigen speziellen Störungen am Nordfuss der Alpen abgesehen, nimmt der Überschuss mit der Annäherung an den Jura ziemlich regelmässig zu; er vergrössert die Schwere in Basel um $0,056 \text{ cm/sec}^2$. — Südlich der Alpen tritt das Störungsgebiet im Norden des Lago maggiore deutlich hervor mit Abweichungen von mehr als $0,100 \text{ cm/sec}^2$; die scharfe Umgrenzung und die rasche Änderung der Anomalien sprechen dafür, dass die Störungsmassen dieses Gebietes sehr oberflächlich liegen, vermutlich in den ersten 10 bis 20 km der Erdkrinde.

Stellt man die isostatischen Schwereanomalien in gleicher Weise dar für die beiden Fälle, dass die Tiefe T der Ausgleichsfläche

zu 100 und zu 140 km angenommen wird, so zeigen sich folgende Unterschiede: Für $T = 100$ km werden die Anomalien nach der positiven Seite und für $T = 140$ km nach der negativen Seite hin verschoben; im ersten Fall wird somit das Gebiet mit negativer Schwerestörung kleiner, im zweiten Fall grösser, und es verläuft die Kurve $g - \gamma = 0$

für $T = 100$ km ungef. an Stelle d. Kurve $g - \gamma = -10 \cdot 10^{-3} \text{ cm/sec}^2$,
 „ $T = 140$ „ „ „ „ „ „ $g - \gamma = +10 \cdot 10^{-3} \text{ cm/sec}^2$
 in Tafel II für $T = 120$ km.

In Anbetracht des Umstandes, dass die isostatischen Schwereanomalien unter einer ganz willkürlichen Annahme über die Grösse des Kompensationsgebietes abgeleitet sind, wird man vorläufig darauf verzichten, Zusammenhänge mit Fragen geologischer Natur aufsuchen zu wollen. Dagegen können wir der Frage nach der Tiefe der Ausgleichsfläche näher treten, da deren Bestimmung mehr oder weniger von jener Willkür unabhängig ist. Hierzu braucht man nur den Mittelwert der isostatischen Schwereanomalien innerhalb des untersuchten Gebietes abzuleiten; dieser ändert sich nur wenig, wenn ein anderer Querschnitt in die Rechnung eingeführt wird. Notwendig ist nur, dass überhaupt innerhalb einer Fläche vom Ausmass der Schweiz Kompensation zwischen den Massen oberhalb des Meeresniveaus und dem Massendefekt unterhalb vorhanden sei.

Aus diesen Mittelwerten für die verschiedenen Tiefenannahmen findet sich durch Interpolation leicht diejenige Tiefe, für welche Beobachtung und Theorie einander möglichst nahe kommen; das ist die Tiefe, für welche der Mittelwert der isostatischen Anomalien gleich null wird.

Für die Tiefe der Ausgleichsfläche ergibt diese Rechnung 113 km. Hierbei wurde für die Fayesche Normalschwere nicht der oben angegebene, aus dem Jahre 1901 stammende Ausdruck, sondern der neuere, im Jahre 1915 von Helmert abgeleitete Ausdruck eingeführt. Innerhalb der geographischen Breiten, die in der Schweiz vorkommen, ist

$$\gamma_o (1915) = \gamma_o (1901) + 0,013 \text{ cm/sec}^2.$$

Ferner ist, um näherungsweise γ_o auf γ_i zu reduzieren, noch eine Korrektur von

$$-0,003 \text{ cm/sec}^2$$

angebracht, durch welche berücksichtigt wird, dass die isostatische

Normalschwere γ_i kleiner ist als die Fayersche Normalschwere γ_0 . Wenn man diese Korrektur auf $-0,006 \text{ cm/sec}^2$ ansetzt, so ergibt sich die Tiefe der Ausgleichsfläche zu 119 km.

Die Übereinstimmung des aus dem schweizerischen Schwere-material abgeleiteten Wertes mit dem bisher angenommenen Wert von 120 km Tiefe darf als sehr gut bezeichnet werden, wenn man berücksichtigt, dass sowohl der Hayfordschen als Helmerischen Angabe eine Unsicherheit von etwa 20 km zugeschrieben werden muss.

Dem Zahlenwert selbst werden wir kein zu grosses Gewicht beilegen dürfen, da er als eine unter ganz bestimmten Voraussetzungen abgeleitete Rechnungsgrösse anzusehen ist. Dagegen darf die Übereinstimmung aller bisherigen Berechnungen in dem schon angedeuteten Sinn ausgelegt werden; es spricht sich darin aus, dass sowohl bei der Bildung der Kontinentalblöcke und der Meeresbecken als bei der Auffaltung der Gebirgsmassen ein gemeinsames Gesetz wirksam gewesen sei.