



I. Übersichten über die Fortschritte der Geologie

Das Problem der Isostasie

Von **Robert Schwinner** (Graz)

Mit 3 Textabbildungen

Der Aufsatz, den MORDZIOL letztlich hier unter dem Titel „Differentiationsisostasie“ veröffentlicht hat, ist entsprechend seinem Untertitel: „eine Diskussionsanregung“ wohl die unmittelbare Veranlassung für die folgenden Zeilen geworden; aber ich hatte auch sonst schon länger eine gewisse Verpflichtung gefühlt, einiges zur Kenntnis der Entwicklung, welche das Problem der Isostasie in neuerer Zeit genommen hat, auch für die weitere geologische Öffentlichkeit beizutragen. Als die betreffenden Gedankengänge zuerst — etwa von den 90er Jahren ab — bei den Angelsachsen in Mode kamen, fanden sie bei den deutschen Geologen keinen besonderen Anklang, was vielleicht die Autorität von ED. SUESS bewirkt hat, obwohl seine bezügliche Auffassung offensichtlich nicht frei ist von Mißverständnissen. Geschadet hat das eigentlich nicht viel; hat uns sogar einige jener Übertreibungen gespart, wie sie mit dem ersten Auftreten einer geologischen Theorie unweigerlich verbunden zu sein scheinen, z. B. einer unglücklichen Gebirgsbildungshypothese u. a. Später begann die Lehre von der Isostasie sich auch bei uns mehr einzubürgern (BORN), merkwürdigerweise gerade damals, als durch einen fast zwei Dezennien währenden Streit ihre theoretischen Grundlagen in Frage gestellt waren. Daß die deutschen Geologen auch dieses Zwischenspiel meistens verschlafen haben, hat wieder eigentlich nicht viel geschadet. Aber seitdem nunmehr eine gewisse Klärung eingetreten ist, wäre es doch vorteilhaft und an der Zeit, endlich einigermaßen auf laufende zu kommen. Nachdem ich zu jener Klärung nach meinen bescheidenen Kräften beigetragen (1934, 3 Arb.), will ich auch den Fachgenossen von der Geologie einiges darüber mitteilen, was nach Erfahrungen im Schrifttum — auch anderem als der genannten Arbeit von MORDZIOL — nicht unnötig sein dürfte.

Daß MORDZIOL (S. 422) sozusagen eine Prioritätsbeschwerde PRATT contra AIRY erhebt, ist wohl eine Über-
Geologische Rundschau. XXIX

treibung des lobenswerten Strebens nach Gründlichkeit. Leider ist's aber doch nicht ganz gründlich gewesen, und muß wegen der Folgerungen kurz besprochen werden. Ich folge hier der Darstellung von OSMOND FISHER (S. 195 ff.), der persönlich und zeitlich nahe genug stand, um als verlässlicher Zeuge gelten zu können; alle alten Originalartikel auszugraben, wäre zuviel unnütze Mühe.

Daß die Anziehung, welche Berge auf das Lot auszuüben scheinen, oft geringer ist, als man ihrer sichtbaren Masse zuschreiben möchte, ist schon früh bemerkt worden, zuerst wohl (1735/36) von BOUGUER in „Peru“, heute zu Ecuador gehörig (RUDZKI, S. 66); so auch bei der indischen Landesvermessung. PRATT unterzog dies, einer 1852 empfangenen Anregung des Surveyor-General folgend, einer Berechnung. In seiner ersten Veröffentlichung (Phil. Trans. Roy. Soc. 145, S. 53) erklärte er diese Erscheinung aber dadurch, daß die bei der Vermessung angenommene Elliptizität des Erdmeridianes zu groß wäre — was wohl auch mitspielt. Darauf gab AIRY (Phil. Trans. 145, S. 101) die Erklärung durch jene Hypothese, welche als die AIRYSche Fassung der Isostasie heute noch im Gebrauch ist: daß nämlich die Schollen der Erdkruste im Schwimmgleichgewicht wären; je höher eine nach oben aufragt, desto tiefer muß sie unten in das schwerere Lava-Substratum tauchen. So wird an der Wurzel des Gebirges Schwereres durch Leichteres verdrängt, und dieser Massendefekt wirkt der Anziehung der sichtbaren Gebirgsmasse entgegen. Erst in seiner Erwiderung stellte PRATT die seither nach ihm benannte Hypothese auf: der (isostatische) Gewichtsausgleich komme dadurch zustande, daß die Kruste dort, wo sie höher aufragt, bis zu einem fixen Niveau (Ausgleichstiefe) hinab von geringerer Dichte wäre als an den weniger hoch aufragenden Stellen. Die Idee der Isostasie und ihre erste scharfe Formulierung stammt also von AIRY.

Jedenfalls stammt die Isostasie ursprünglich aus dem Gedankenkreis der Geodäten. So konnte sich bei den Geologen der Gedanke festsetzen, daß die Isostasie von den Geodäten „bewiesen“ worden wäre. Dem ist nicht so; das wäre bei einiger Aufmerksamkeit aus dem Schrifttum der letzten Jahre zu erkennen gewesen; daß es nämlich möglich war, über die Grundlagen dieser Lehre mit Aufgebot aller Feinheiten der höheren Geodäsie, Potentialtheorie usw. jahrzehntelang zu streiten. Im wesentlichen handelte es sich um folgendes:

Um die an verschiedenen Orten in verschiedenen Meereshöhen gemessenen Schwerewerte miteinander vergleichbar zu machen, muß man sie aufs gleiche Niveau „reduzieren“ (= herabbringen, sozusagen). Die Höhe, um welche eine Schwerestation solcherart herabgeschoben werden muß, um mit allen anderen aufs

gleiche Niveau (meist wird das Meeres-Niveau gewählt) zu kommen, ist also die wichtigste Größe für diese Reduktionsrechnung. Sie wird im allgemeinen durch Einwägung bestimmt, d. h. indem man den wirklichen Niveauflächen der Schwere nachgeht. Die so reduzierten Schwerewerte vergleicht man nun mit der Normalschwere, jener Schwere, welche man am gegebenen Ort (gegeben durch geogr. Breite und Länge) auf dem geometrisch definierten Normal-Niveau-Sphäroid (in Praxis kann man ohne Schaden dafür das Internationale Erd-Ellipsoid setzen) messen würde. Mit diesem geometrisch definierten Sphäroid stimmt aber die physisch bedingte wirkliche Niveaufläche der Schwere, das Geoid, nicht überein, es weicht vom Sphäroid bald nach oben, bald nach unten ab: das nennt man die Undulationen des Geoides. Die wie üblich aufs Meeresniveau reduzierte Schwere und die Normalschwere beziehen sich also nicht, wie es sein sollte und Voraussetzung ihrer Vergleichbarkeit wäre, auf einen und denselben Punkt, sondern auf zwei verschiedene Punkte, die um den Betrag, welchen die Undulationen des Geoides dortselbst ausmachen, im Lot voneinander entfernt sind.

Aus Vorstehendem ist klar zu entnehmen, daß die sogen. Undulationen des Geoides keine Selbständigkeit, ja keine eigentliche Realität haben, sondern Rechnungsgrößen sind, die im Zuge gewisser geodätischer Rechnungsführung auftreten. Der Geologe braucht daher nicht unbedingt davon zu wissen¹⁾; aber wenn er schon drüber redet, soll es richtig sein! Es ist heute allgemein angenommen, (HOPFNER, 1936, S. 28, 29), daß das Geoid im Bereich der Kontinente unter, d. h. innerhalb des Niveausphäroides zu liegen kommt, im Bereich der Ozeane dagegen oberhalb, d. h. außerhalb desselben. Das ist gerade das Gegenteil dessen, was MORDZIOL (S. 418) angibt. Aber das gilt nur im großen ganzen; daß das Geoid das Sphäroid gerade in der Küstenlinie schneiden müßte (M. ebendort), davon kann nicht die Rede sein. Überhaupt scheint die Heranziehung der „Struktur unseres Schwerfeldes“ bei MORDZIOL auf eine grundsätzlich fehlerhafte Auffassung²⁾ zurückzugehen. Es sind nicht die Krümmungsverhältnisse der Niveauflächen, noch die Gradienten der Schwere³⁾,

¹⁾ Die Tatsache, daß die resultierende Beschleunigung auf der Niveaufläche immer normal steht, nicht bloß unter Bedingungen (MORDZIOL, S. 417), könnte allgemeiner bekannt sein. Auch, daß der Gradient nicht bloß die Änderung des Zentrifugalkraftpotentials darstellt. Wenn M. dazufügt „Deformationskonstante“, ist das unverständlich.

²⁾ Ziemlich genau jenes Mißverstehen, das schon bei MARCEL BERTRAND und seiner isostatischen Gebirgsbildung festzustellen war (RUDZKI 1911, S. 243).

³⁾ Das muß man wohl unter „Änderungsgeschwindigkeit von g“ (MORDZIOL, S. 419) oder „Beschleunigungszunahme“ (S. 420) verstehen?

oder sonst irgendeine Eigentümlichkeit unseres Schwerefeldes, welche mechanische Wirkungen im Erdkörper — um solche handelt es sich bei den in Frage stehenden geologischen Vorgängen in erster Linie — bestimmen, sondern die Druckverteilung eben dort, im Erdkörper. Gewiß besteht zwischen Schwere und Druck ein Zusammenhang, aber nur mittelbar: Ist die Massen- bzw. Dichtenverteilung im Erdkörper gegeben, so ist damit das Schwerefeld, und — unter bestimmten Annahmen (über das Verhalten des Materials, etwa elastisch fest, flüssig oder sonst wie; Gleichgewicht usw.) — die Druckverteilung gegeben. Umkehren darf man das nicht. Von der außen an der Erdoberfläche beobachteten Schwere kann man — nach einem bekannten Satze von STOKES — wohl auf das Feld im Außenraum schließen, nicht aber auf die Massenverteilung innerhalb des Erdkörpers. Zu einer bestimmten Schwereverteilung an der Oberfläche können viele Massenverteilungen gefunden werden, welche dieselbe erzeugen; jeder dieser denkbaren Fälle bedeutet aber auch eine andere Verteilung des Druckes. Im besonderen aber hat dies alles mit der „Deformation der Niveaulächen“ nichts zu tun. MORDZIOL scheint anzunehmen, daß nur ein regelmäßiges Rotationssphäroid im Gleichgewicht sein könne. Ich weiß keinen Satz der Potentialtheorie, der das postulieren würde. Für die Dynamik der Erdkruste ist jedenfalls „die geoidale Deformation“ und ähnliches ganz unerheblich, und damit wird der größere Teil von MORDZIOLS Aufsatz gegenstandslos.

Kehren wir nun wieder zum Kern des Streites zurück: darüber sind alle einig, daß der gebräuchlichen Berechnung und Deutung der Schweremessungen ein Fehler anhaftet, weil man die „Undulationen des Geoides“ nicht kennt, und daher nicht in Rechnung ziehen kann. Strittig war nur, wie groß dieser Fehler sein könnte. Die eine — zahlreichere — Partei meinte, der Einfluß dieser Vernachlässigung sei gering, und könnte mit den andern unvermeidlichen Fehlern mitlaufen; die andern behaupteten aber, dieser Fehler wäre so groß, daß er das Ergebnis verfälschen, ja vielleicht in seinem Sinne ganz umkehren könnte. Förmlich zum Spott ist's, daß schon lang vorher STOKES ein Theorem gefunden hat, nach welchem sich die Abweichung des Geoides vom Normal-Sphäroid genau und streng berechnen ließe, wenn — ja wenn man

Allerdings: „Maximaltiefe der Beschleunigungszunahme in $\frac{1}{7}$ des Erdradius?“ Das soll wohl heißen, daß in dieser Tiefe g selbst ein Maximum erreicht? Dort ist aber die „Zunahme“, der Gradient, nicht ein Maximum, sondern gleich null. — Überdies: der Verlauf von g ins Erdinnere bedeutet nicht mehr als die rechnerische Folgerung aus Hypothesen über die Massenverteilung im Erdinnern, besonders im Erdkern, und hat weiter keine besondere physikalische, noch weniger irgendeine geologische Bedeutung.

die Schwereverteilung auf der ganzen Erdoberfläche kennen würde. Bei der geringen Förderung, welche die Schweremessung auf hoher See findet, ist leider gar nicht abzusehen, wann dieses nötige Material zur Verfügung stehen wird. Bis dahin kann aber nicht die Rede davon sein, daß die „Isostasie ein gravimetrisch meßbares geognostisches Phänomen“ wäre (MORDZIOL, S. 424). Im Gegenteil, besonders über das Verhältnis der Erdteile im Großen kann eigentlich nichts Sicheres ausgesagt werden.

Man hat da versucht, mit mühsamen indirekten Überlegungen weiterzukommen. Man hat die Rechnung nach dem STOKESSchen Theorem doch durchgeführt, indem man nämlich die nicht vermessenen Flächen nach gewissen Annahmen mit Schwerewerten versehen hat. Das bedeutet, daß der größere Teil der Ausgangsziffern mehr minder willkürlich eingesetzt wurde, ist also nur eine Probe, wie das etwa aussehen möchte. Nahm man die Schwerewerte, welche fehlen — auf den Ozeanen, aber auch auf großen Flächen der Kontinente! — nach der Hypothese völliger Isostasie an (HIRVONEN), so ergab sich ein Geoid, das vom Ellipsoid nur wenig abwich; unter der ungefähr gegenteiligen Annahme (ACKERL) ergaben sich die Undulationen vielmals größer⁴⁾. Das war ungefähr zu erwarten und führt nicht viel weiter. PREY führte die mühsame Rechnung durch, wie die Schwereverteilung auf der Erde sein würde, wenn die Kontinente dem Ellipsoid völlig unkompensiert aufgesetzt wären. Die so berechneten Schwerewerte stimmen mit den tatsächlich gemessenen nicht überein, weitaus nicht! So müßten unter dieser Annahme in Amerika ganz andere Schwerewerte resultieren als in Europa, im Durchschnitt um etwa 100 Milligal größer. Dem ist nicht so, die Normalschwereformel, welche HAYFORD (USA) ableitet, ist nur unwesentlich von der HELMERTschen verschieden. Daraus ist zu schließen, daß das Gegenteil jener Annahme zutrifft, daß die oberflächlichen Massenunregelmäßigkeiten großenteils kompensiert sind. Zum gleichen Schluß führen auch andere plausible Überlegungen.

Die Ergebnisse der Geodäsie entbehren also vorläufig noch der Strenge; sie gehen nur dahin, daß wahrscheinlich ungefähre isostatische Kompensation herrscht. Das ist nicht mehr, als was nach einfachen geophysikalischen Erwägungen von vornherein vermutet werden muß — und was schon AIRY gleich hervorgehoben hatte. Unter Isostasie versteht man, daß die oberflächlich überschießenden Massen (Kontinente, Gebirge) durch

⁴⁾ Daß ursprünglich beide auch entgegengesetzten Sinn der Undulationen hatten, ist in Ordnung gebracht. Heute gilt nach allgemeinem Einverständnis das Vorzeichen der Undulationen, das zuerst nur HIRVONEN hatte.

Massendefekte⁵⁾ in ihrem Untergrunde kompensiert werden; derart, daß in einem Niveau von 60 — 100 — 160 — usw. km Tiefe der Druck der überliegenden Kruste überall derselbe ist, daß dort (und tiefer) hydrostatisches Gleichgewicht herrscht. Das bedeutet auch, daß die Scherspannungen gegen die Tiefe zu kleiner werden, und in der angegebenen „Ausgleichszone“ ganz verschwinden. Dieser Zustand kann, wenn einmal vorhanden, weiter bestehen bleiben. Denkt man dagegen die Kontinente unkompensiert der Erdkugel aufgesetzt, so nehmen die Scherspannungen gegen abwärts zu und erreichen Beträge, welche das Material dort nicht tragen kann⁶⁾. Dieser Zustand könnte, auch, wenn einmal verwirklicht, nicht bestehen bleiben; er wird aber überhaupt kaum je zustande kommen, das Gestein würde viel früher schon nachgeben. Schon deswegen muß der Zustand der Edkruste in einiger Nähe des isostatischen Gleichgewichts liegen. Das ist die wirkliche Grundlage der Hypothese der Isostasie! In einem gewissen Ausmaße vermag die feste Kruste aber Scherspannungen auszuhalten, und in diesem Maß sind Abweichungen

⁵⁾ Unter „Massendefekt“ ist eine Krustenpartie zu verstehen, die geringeres spezifisches Gewicht hat als die benachbarten, nicht etwa ein Hohlraum, wie manche, auch Geologen, schon gemeint haben.

⁶⁾ In einer gewissen groben Annäherung kann man das Erdrelief durch Wellen vom Querprofil einer Sinuslinie darstellen, für diese fingierte Oberflächenform läßt sich die ihrer Last entsprechende Spannungsverteilung berechnen (FEURSTEIN, K., Elastischer Zustand und Spannungsverteilung im Erdinnern, Diss. Freiburg i. Br. 1912, nach G. H. DARWIN). Das Extrem der Beanspruchung, das sich so ergibt, ist ungefähr das gleiche, wie unter ausgedehnten Kontinenten und Gebirgen. Es wird dargestellt durch die Differenz zwischen größter und kleinster Haupt-(Normal-)Spannung, D, was gleichzeitig die größte Scherspannung bedeutet. Bei keineswegs übertriebenen Annahmen ergibt sich, unter derart als Wellen stilisierten Kontinentaltafeln, D zu 0,6 bis 0,7 Tonnen/cm², und zwar erreicht D sein Maximum in 600 bis 1100 engl. Meilen (970 bis 1770 km) Tiefe unter der Oberfläche. „Marmor hielte nicht mehr stand, wohl aber Granit“ sagt der Verf. (S. 69), und das wird wohl richtig sein nach den Festigkeitsziffern, wie sie im Experimentiersaal gemessen werden, nicht in jenen Tiefen. (D hängt nur von der Belastung ab, die Tiefe der maximalen Scherbeanspruchung ist $= \frac{1}{2} \pi \cdot$ „Wellenlänge“, wird also auch bei Kettengebirgen mindestens bis in die Ausgleichszone hinab kommen.) In solchen Tiefen gibt es Temperaturen bis nah an den Schmelzpunkt der Gesteine, und dies setzt die Formfestigkeit sehr herab. Nicht experimentell faßbar ist der Einfluß der Zeitdauer, aber er ist sehr groß: schon an Bauwerken, die wenige Jahrtausende alt sind, haben Werkstücke aus Stein unter geringen Beanspruchungen offensichtlich nachgegeben: unter der Eigenbelastung sind Marmorplatten durchgebogen, Steinbalken gebrochen usw. Für Beanspruchungen, die Jahrmillionen andauern, kann Elastizitätsgrenze und Festigkeit nur ein kleiner Bruchteil dessen sein, was man sonst mißt. Wir finden auch an allen Gesteinen, die aus größeren Tiefen stammen, die Merkmale mechanischer — meist fließender — Umformung.

von isostatischem Gleichgewicht ohne weiteres möglich und auch bestandfähig.

Demgemäß ist vorläufig auch nicht von großer Bedeutung, ob man die Isostasie nach dieser oder jener Methode einkalkuliert. MORDZIOL bemüht sich daher unnötig für PRATT gegen AIRY. Es läßt sich zeigen, daß die AIRYSche Berechnungsweise, mit Schollentiefgang T, im allgemeinen annähernd dieselben Resultate gibt, wie die PRATTSche mit Ausgleichstiefe 2 T. Es läßt sich das auch leicht verstehen; PRATT rechnet unter der Annahme, daß die Kompensationsmasse auf die ganze Ausgleichstiefe 2 T gleichmäßig verteilt ist, ihr Schwerpunkt liegt daher in der Tiefe T; bei der AIRYSchen Rechnung ist die kompensierende Masse gerade am Unterrand der tauchenden Scholle konzentriert zu denken, also ebenfalls bei T. Im einzelnen Fall weichen die Ergebnisse allerdings manchmal beträchtlich voneinander ab⁷⁾, aber wonach soll man entscheiden, welches besser ist?⁸⁾ Nach der Fehlerquadratsumme? Geodäten und Geophysiker schätzen diese sehr; es ist aber nicht unbedingt ausgemacht, daß das Ergebnis dieses rein interpolatorischen Kalküles bei bestimmtem Funktionszusammenhang Realität hat. (Ein Beispiel später.) Überdies gibt es noch andere Annahmen, deren Wahl das Ergebnis der Reduktionsrechnung ebenso stark, vielleicht stärker beeinflusst, als die Wahl PRATT oder AIRY, nämlich die Wahl der Kompensations-Tiefe, und die Entscheidung ob „lokale“ oder „regionale“ Kompensation.

Ein bei Geologen anscheinend nicht seltenes Mißverstehen begegnet MORDZIOL, wenn er (S. 419) sagt, „daß diese Ausgleichsfläche von HELMERT durch Beschleunigungsabweichung und von HAYFORD durch Lotabweichungen, also nach voneinander unabhängigen Methoden zu annähernd 120 km Tiefe bestimmt worden ist“. Fürs erste sind — wie JEFFREYS nachgewiesen hat — Schwereanomalien (so sagt man gewöhnlich, nicht „Beschleunigungsabweichungen“) und Lotabweichungen nicht voneinander unabhängig; es muß ziemlich aufs gleiche hinauslaufen, ob man

⁷⁾ Dagegen ist die mittlere Anomalie eines ausgedehnten Gebietes ziemlich unabhängig von der Methode der isostatischen Reduktion [VENING MEINESZ 2 (1934), S. 109]. So gibt das Mittel der vielen Stationen im Ostindischen Archipel (eine Fläche von 4800 × 2000 km) nach der HAYFORD-BOWIE-Reduktion + 19, nach der HEISKANEN-Reduktion + 17 und nach der „regionalen“ Reduktion von VENING MEINESZ + 20 Milligal.

⁸⁾ Hier beruft sich MORDZIOL (S. 422) auf HELMERT, aber kaum mit Recht. HELMERT hat diese Frage — ob PRATT oder AIRY besser ist — gar nicht besonders untersucht. Wohl aber z. B. HEISKANEN (1924), indem er die Ergebnisse verschiedener Reduktion bei denselben Stationen nebeneinander stellte; ebenso VENING MEINESZ, LEHNER u. a. Danach kann sich jeder selbst sein Urteil bilden.

das eine oder das andere Material benutzt⁹⁾. Wie ist nun die Ausgleichstiefe bestimmt worden? Von den Lotabweichungen wollen wir ganz absehen, die würden zu umständliche Erklärungen fordern¹⁰⁾. Man nahm die auf einer bestimmten Anzahl von Stationen¹¹⁾ gemessenen Werte von g , der Schwerebeschleunigung, machte eine Annahme über die Ausgleichstiefe, und führte mit dieser selben bei allen die isostatische Reduktion durch. Die so reduzierten Schwerewerte werden mit der Normalschwere verglichen (deren Formel wir einfach als gegeben ansehen wollen), die Differenzen zwischen beiden gelten als Schwereanomalien. Dann führt man dieselbe Rechnung durch für eine zweite Annahme der Kompensationstiefe, für eine dritte usw. Beispielsweise gibt M. LEHNER für die Schweiz — ein geologisch interessantes Gebiet — die Reduktion (nach HAYFORD) für Ausgleichstiefen von 80 — 100 — 120 — 140 km. Als bester dieser verschiedenen Versuche wird schließlich der angesehen, für welchen die Quadratsumme der verbliebenen Schwereanomalien die kleinste ist. Diese „Bestimmung“ der Ausgleichstiefe (nach PRATT und AIRY oder anderen Methoden) basiert wesentlich auf der Annahme, daß die

⁹⁾ Noch eins: Bei der AIRYSchen Tauchtiefe ist an etwas Wirkliches, eine Trennung stofflich verschiedener Bauelemente (z. B. Sial und Sima) gedacht. Die PRATTSche Ausgleichstiefe ist rein Rechenmünze. Geologen stellen sich das oft zu substantiell vor; in 100 oder 120 km Tiefe ist — wie schon mehrfach hervorgehoben wurde — geophysikalisch (etwa seismisch) gar nichts unterschiedliches festzustellen. Überdies, wenn ich MORDZIOLS Hypothese (1937 und 1922) betreffend magmatische Differentiation, Saigerung, Liqutation nicht ganz mißverstehe, wäre das — wenn rechnend — nach AIRY anzupacken; denn das Wesen seiner Voraussetzungen ist diskontinuierlicher Sprung in der Dichte (ob zwischen Scholle und Substratum oder zwischen verschiedenen Magmenschichten, wäre gleich). Wesen der PRATTSchen Rechnungsführung ist kontinuierliche Verteilung der störenden (kompensierenden) Masse: das wäre — gegenständlich gesprochen — Mischung, nicht Differentiation! Ganz konsistent sind die Vorstellungen von MORDZIOL in diesem Punkt jedenfalls nicht.

¹⁰⁾ Im Geologischen sind die Lotabweichungen bisher nicht benutzt worden, und das wird kaum viel anders werden. Bekanntlich hat man bei magnetischen Messungen zuerst die der Horizontalintensität bevorzugt. Als die geologisch-bergmännische Ausnützung in den Vordergrund trat, mußte man ganz umstellen; da muß man froh sein, daß im Schwerefeld immer die Vertikalintensität bevorzugt worden ist!

¹¹⁾ HELMERT benützte für seine Rechnung ausgewählte Küstenstationen (51 an der Zahl). Die Streuung ist groß, die einzelne Station offenbar von lokal-geologischen Störungen stark beeinflusst. HAYFORD verwendete dagegen eine Landesvermessung (sowohl Lotabweichung als Schwereanomalien). Waren das damals in USA. auch nicht gar viel mehr Stationen (in Verh. Internat. Erdmessg. 1910 verwendet H. 56 Pendelstationen; heute hat BOWIE dort deren 219), so ist das doch ein einigermaßen natürlich zusammengehöriger Komplex und die Bedenken wegen Willkür in der Auswahl sind geringer.

Schwereanomalien sich wie zufällige Fehler verhalten¹²⁾, über deren Betrag und Gruppierung nichts bestimmt, oder wenigstens nichts bekannt ist. Dem ist nicht so. Wir wissen heute, daß die Schwereanomalien systematisch verteilt sind, haben auch Grund zur Vermutung, daß dies auf bestimmte geophysikalische Ursachen zurückgeht. Damit allein ist jenem Rechnungsvorgang die Berechtigung entzogen, die Realität der Ergebnisse wird zweifelhaft.

Weiter: Voraussetzung der Rechnung ist — physikalisch verstanden —, daß normal und allgemein isostatisches Gleichgewicht herrsche, abgesehen von zufälligen, ohne Ordnung verteilten Störungen. Wir wissen aber heute, daß große Teile der Kruste nicht im Gleichgewichte sind. Gebieten, welche sich aufwärts bewegen (z. B. Fennoskandien), würde man — gerade unter den Voraussetzungen der Isostasie-Hypothese — Minderschwere als normal zuschreiben; wo Bewegung nach abwärts herrscht (wie VENING MEINESZ absteigende Konvektionsströmungen in gewissen Meeresbecken wahrscheinlich gemacht hat), wäre positive Schwereanomalie (isostatisch gerechnet) normal¹³⁾. Wird eine Rechnung auf die Annahme hin angesetzt, daß da und dort isostatisches Gleichgewicht herrsche, so ist sie einfach falsch angesetzt!

Ferner: in den meisten Gegenden steht allerdings die einzelne Schweremessung „allein auf weiter Flur“. Manchmal gibt es aber doch so viele, daß man etwas über ihr Verhältnis aussagen, mit anderen Worten, daß der Durchschnittsgradient geschätzt werden kann. Nun sind z. B. am Ostalpenrand, quer zum Streichen, die Durchschnittsgradienten fast nie unter 1 Milligal/je km, meist aber 2 bis 3 (1 Milligal/je km = 10^{-8} [sec²] = 10 Eötvös). Die Dichtedifferenzen im Grundgebirge können über 0,3 oder ähnliches nicht oft und viel hinausgehen. Dann kann die störende Masse kaum tiefer als 30 km liegen, eher nur 20 km oder noch weniger tief (SCHWINNER 1929, S. 57, 72; 1931, S. 385, 405). Beginnt man nun eine Rechnung versuchsweise mit der Annahme, daß unter einer solchen Station die störenden Massen mehr als doppelt so tief lägen (60 km AIRY = 120 km PRATT) als mit dem beobachteten Durchschnittsgradienten verträglich ist, so ist das wieder nur falsch angesetzt und darf keinesfalls für weitere Rechnungen als Grundlage dienen.

Demnach wären aus dem Rechnungsvorgang, mit dem man, wie

¹²⁾ Eine Voraussetzung dieser Fehlerrechnung wäre weiter die „große Zahl“: in dieser Beziehung ist man sehr tolerant! (Siehe oben.)

¹³⁾ Das habe ich schon früher (1926, S. 269) hervorgehoben, HEISKANEN (1932, S. 179) hat dagegen eingewendet, daß damit die Geodäten nichts anfangen können, wenn die Geologen nicht sagen, wieviel Milligal + oder — da oder dort sein sollten. Das können wir leider noch nicht. Aber — der Einwand besteht trotzdem zu Recht.

gebräuchlich, die Kompensationstiefe bestimmt, auszuscheiden alle Stationen, 1. welche auf säkular lebhafter bewegten Schollen liegen, 2. jene, bei welchen ein Durchschnittsgradient von 10 Eötvös oder mehr beobachtet ist¹⁴⁾ — und das dürften alle jung, d. h. alpidisch gefalteten Gebiete sein; aber auch in älteren Faltenregionen finden sich selten solche Gradienten. Zur Fehlerquadratsumme dürften nur die nach dieser Ausiebung verbleibenden Stationen herangezogen werden. Das Ergebnis könnte dann natürlich auch nur für die betreffenden tektonisch wenig oder nicht beeinflussten Gebiete gelten, und nicht für die ganze Erdoberfläche. Aber in dieser Beschränkung wäre das Ergebnis wenigstens real, was man von den bisherigen „Bestimmungen“ der Kompensationstiefe nicht sagen kann.

Außer der Wahl der Kompensationstiefe beeinflusst die isostatische Reduktionsrechnung die Annahme über lokale oder regionale Kompensation. HAYFORD u. a. haben die Rechnung unter der Annahme lokaler Kompensation geführt, d. h. als ob jede Unebenheit der Erdoberfläche durch genau entgegengesetzte Massenunregelmäßigkeiten gerade unter ihr kompensiert wäre (wenigstens in der Nähe der Station, in den entfernteren „Kompartimenten“ verwendet auch diese Rechnungsweise recht großzügige Mittelbildung), und das wohl kaum, weil sie's für wirklich gegeben hielten, sondern einfach, weil das die einzige eindeutige Zuordnung der Kompensation ist. In Wirklichkeit dürfte die Kompensation nur für größere Bereiche sich einstellen. Aber welche Begründung kann man dafür geben, daß gerade 4×4 km um die Station herum als einheitlich kompensiert angesehen werden sollen, oder 64×64 km, oder 100×100 km oder sonst eine Fläche¹⁵⁾? In ebenen Gegenden macht das offensichtlich

¹⁴⁾ Bekanntlich kommen noch viel höhere Gradienten vor, wie bei der gravimetrischen Schürfung festgestellt und auf noch viel seichter liegende Störungsmassen bezogen wird. Selbstverständlich, diese und alle anderen von angebbaren lokalen Störungsmassen herrührenden Beeinflussungen müssen eliminiert sein, bevor man die betreffenden Stationen für das regionale Problem der Isostasie verwenden darf (SCHWINNER 1931, S. 403 ff.).

¹⁵⁾ NIEHAMMER und seine Schülerin LEHNER haben Karten (der Schweiz) entworfen, in denen an Stelle der wirklichen Terrainhöhe die durchschnittliche Höhe innerhalb eines Quadrates von 64 (128) km Seitenlänge eingeführt wird. Das hat den Vorzug, daß diese Mittelbildung allgemein erledigt wird, und nicht innerhalb der rein zufälligen „Kompartimente“, in welche sonst das Terrain zerteilt wird; und ferner, daß man mit einem Blick übersieht, was die jeweilige Annahme in Wirklichkeit bedeutet (so sind bei 64 km die autochthonen Massive vom penninischen noch ein wenig abgesondert, bei 128 km gar nicht mehr). Aber die Willkür ist darum nicht geringer. Dagegen habe ich (1926, S. 128) vorgeschlagen, an Stelle willkürlicher Flächen die Schollen, aus denen sich die Kruste aufbaut, in ihrer geologisch gegebenen Form

wenig aus, im Gebirge werden dadurch die Ziffern der Reduktion grundlegend geändert (das ist aus den Beispielen in der vorzüglichen Arbeit von LEHNER zu ersehen), und noch bei mittlerem Relief liegt darin eine Unsicherheit, welche eine weitere Diskussion der Ergebnisse an sich, und nicht bloß in bezug auf diese Wahl, fast illusorisch macht.

Der Begriff der Isostasie ist von den Geodäten einzig auf die Oberfläche hin definiert worden, begreiflich: vermessen kann man nur die Oberfläche. Weniger verständlich ist, daß die Geologen sich diesen Gedankengängen ohne Rückhalt hingegeben haben. Was über geologische Anwendungen des Isostasiabegriffes geäußert worden ist, fällt fast ausschließlich in den Gedankenkreis der „Onerar-Isostasie“: irgendwo und -wie wäre der Erdoberfläche — die vorher mit allen ihren Unebenheiten ins Gleichgewicht gesetzt angenommen wird — (durch außenbürtige Vorgänge) eine zusätzliche Last aufgeladen worden, und die Kruste vollführe dann Ausgleichsbewegungen zur Wiedererlangung des isostatischen Gleichgewichtes. Das ist einer jener Gedankengänge, welche durch Simplizität und Gemeinverständlichkeit ihr Glück beim Publikum machen. Ob es die Natur gerade daraufhin anzulegen beliebt? Natürlich, eine zugelegte oder weggenommene Last wird bei mechanischen Vorgängen immer eine Rolle spielen. Aber die zugunsten der Onerar-Isostasie angegebenen Beispiele sind für den Geologen nicht überzeugend. Gewisse Becken sinken nicht, weil sie mit Sediment belastet werden; sondern, weil sie sinken, wird Sediment hineintransportiert und abgelagert. Gewisse Blöcke steigen nicht, weil sie abgetragen werden; sondern, weil sie steigen, können sie abgetragen werden. Wenn nicht anderweit getriebene Krustenbewegungen ein entsprechendes Relief vorher geschaffen hätten, wäre der Mechanismus von Aufschüttung und Abtragung gar nicht in Gang gekommen. Die isostatische Auswägung kann aber erst eine Rolle spielen, wenn dieser Mechanismus schon in Gang gekommen ist: Nebenrolle, nicht Hauptursache!

Und das Paradeferd der Onerar-Isostasie, die Hebung von Fennoskandien nach Abschmelzen der Last des Inlandseises?

und Abgrenzung in Rechnung zu stellen, so wie sie sich im idealen Falle ins Schwimm-Gleichgewicht einstellen würden. Die hierzu nötigen Angaben könnte die Geologie wohl liefern. — Zur Unterstützung geliebter Hypothesen sind gewagte Behauptungen nicht ungebrauchlich. Es geht nicht an, wenn MORDZIOL (S. 423) behauptet, eine Schollenstruktur der Erdkruste, wie sie zur Grundlage des AIRYSchen Mechanismus „geeignet“ sein könnte, wäre im geognostischen Strukturbilde nicht nachzuweisen. Gehört doch zu den Ländern, die ganz typisch in Schollenmosaik zerlegt sind, gerade Deutschland (vgl. auch CLOOS, S. 386 ff.), und gründete DAVIS sein ganzes System der Geomorphologie auf solche Blockschollentektonik.

Bei genauerem Zusehen zeigt dieser Vorgang nicht jene bestechende Einfachheit, sondern Unregelmäßigkeiten in Zeit und Raum, die mit dem Grundplan der Belastungsisostasie nur schwer vereinbart werden können. Der Geologe kann diese Landhebung nicht als vereinzelt, außergewöhnliches Geschehen auffassen, sie fügt sich in einen größeren Kreis epirogener Vorgänge ein. Diese beginnen schon Anfang Tertiär, als Hebung im Nordland, Senkung im Nordmeer (DE GEER), also weit vor jeder möglichen Beeinflussung durch Eisbelastung, und in einem Bereich, welcher mit jenem des späteren Inlandseises sich nur teilweise deckt. Der zeitliche Zusammenhang mit großartigen Vulkanausbrüchen läßt erkennen, daß die Energien des Erdinneren es sind, welche diese Umwälzungen verursachen und bestimmen. Das Ausmaß dieser Gebirgsbewegungen ist groß: auf Schonen erreichen die Verwerfungen Sprunghöhen von mehr als 1000 m, auf den Lofoten (Andö) mehr als 600 m. In Südnorwegen, auf der Hardangervidda, liegt die subkambrische Denudationsfläche heute in 1100—1300 m Meereshöhe, beträgt also die Hebung, bei geringster Schätzung der Mächtigkeit der jüngeren Sedimente, die drüber gelegen haben müssen, um die 1½ km. Dagegen beträgt die aus den postglazialen Strandterrassen ablesbare Hebung nur auf einer kleinen Fläche an der Quarkenstraße 250 m und mehr (max. 284 m)¹⁶⁾; das Mittel über ganz Fennoskandien wird kaum über 150 m zu schätzen sein. Die postglazialen Bewegungen stellen also nur einen verhältnismäßig kleinen Teilausschnitt aus dieser größeren Epirogenese des Nordlandes vor, klein gegen das Ganze in Zeitdauer, horizontaler Verbreitung und vertikalem Ausmaß.

Den Annahmen der Onerar-Isostasie entspräche nur gleichsinniges Ansteigen des Landes nach Abschmelzen des Eises. Daß diese Bewegung heute nach mehr als 10 000 Jahren noch mit beträchtlicher Geschwindigkeit weiterläuft, führt zur ersten Hilfshypothese, daß die isostatische Einstellung stark nachhinkt — an sich sonst plausibel. Aber die Bewegung verlief nicht gleichsinnig, nach der Entlastung schnell zu größter Geschwindigkeit ansteigend, und dann etwa logarithmisch abklingend, wie es sich für eine isostatische Ausgleichsbewegung schicken würde, sondern die geologische Beobachtung zeigt vielfältigen Wechsel von Transgression und Regression. Die zweite Hilfshypothese, daß die Strandverschiebung nicht die

¹⁶⁾ Wenn TANNER (Bull. Comm. Geol. de Finlande, Nr. 88, Helsinki 1930, S. 411, 516) aus einer alten Strandlinie bei Tromsö, quer über ganz Skandinavien, auf eine Hebung im *épiceutre épéirogenique* von mehr als 900 m extrapoliert, rund das Dreifache des Greifbaren, so kann ich dem nicht folgen.

Hebung allein anzeigt, sondern die Resultierende aus dieser und eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels, vermag da manchmal zu helfen. Wenn auf das Eisabschmelzen nicht Rückzug des Meeres folgt, sondern der höchste Stand der Transgression, so klingt ja ganz annehmbar, daß die Landhebung auf die Entlastung hin zuerst langsam einsetzte, die Erhöhung des Meeresspiegels durch die Schmelzwässer aber ohne Verzögerung voll zur Geltung kam; und eine weltweite Erhöhung des Meeresspiegels durch die Eisschmelze hat DALY wahrscheinlich gemacht. Aber es gibt auch später noch Transgressionen; schließlich bedeutet jede Strandterrasse eine nicht ganz durchgedrungene kleine Transgression. So viel Oszillationen darf man dem großen Weltmeer nicht zumuten, insbesondere nicht, wenn man nicht die entsprechenden Strandmarken ebenfalls weltweit nachweisen kann. TANNER (vgl. Anm. 16/1930, S. 520 u. a.) meint auch, daß „Affaissements passagers“ des Festen zur Erklärung solcher Oszillationen nicht zu umgehen seien: aber das sind dann nicht mehr isostatische Ausgleichsbewegungen, bei denen ein Wechsel der Bewegungsrichtung ausgeschlossen ist, sondern epirogenetische Bewegungen ganz allgemeiner Art.

Das Inlandeis der letzten Eiszeit reichte in Norddeutschland mindestens bis zu einer Linie Brandenburg—Posen, in Rußland bis Minsk—Smolensk—Moskau—Kostroma a. d. Wolga—nördl. Dwina. Die Isobase Null, d. i. die Linie, welche das Gebiet der postglazialen Landhebung im Norden von dem südlichen, nicht gehobenen, stellenweise sogar sinkenden trennt, läuft — mit einigen Schwankungen zwischen den älteren und jüngeren Hebungsphasen, die hier nichts ausmachen — von Jütland durch die südliche Ostsee zum Busen von Riga und weiter durch Karelien zum Weißen Meer. Das Vereisungsgebiet reicht also über das Gebiet, das nach Abschmelzen eine Hebung erfährt, weit hinaus, in Deutschland um etwa 200 km (selbst die letzte Rückzugslage, die Pommersche Endlage liegt noch 75 bis 100 km vor der Null-Isobase), in Rußland aber 300 bis 500 km. Hat in diesen weiten Bereichen das Eis kein Gewicht gehabt? Allerdings in diesen Randgebieten scheint wieder die für die angebliche Onerar-Isostasie gewöhnliche Umkehrung zu gelten: nicht die Eisbelastung scheint es zu sein, welche die Bewegungen der Erdkruste bestimmt, sondern umgekehrt, die Krustenbewegungen bestimmen die Verbreitung des Eises, das Eis vermeidet die habituellen Hebungsbereiche, und sucht die Senkungsgebiete auf. Offenbar wird das in Gebieten mit geringerer Eismächtigkeit eher augenfällig. Aber auch in den mittleren Teilen des Inlandeises, mit großer Mächtigkeit, haben solche Einflüsse nicht gefehlt: die neueren Forschungen über die Verbreitung der Erratika von bestimmter

Herkunft haben erkennen lassen, welche große Bedeutung der Trog der Ostsee für das Strömen des Eises gehabt hat. Nun ist die Ostsee, bis zum Botnischen Busen hinauf, seit dem Paläozoikum ein Gebiet mit Senkungstendenz: es dürfte also diese ererbte Anlage gewesen sein, welche dem Eisstrom sein Bett vorgezeichnet hat, nicht die Eislast, welche diesen gar nicht in ihrer Mächtigkeit noch im zentrifugalen Abflußstreben vorgezeichneten Trog geformt hat.

Daß die Hebung eine so einfache und regelmäßige Schildform¹⁷⁾ erzeugt habe, wie meist gezeichnet wird, ist bezüglich der älteren und höheren Strandterrassen mehr theoretische Annahme, als direkte Beobachtung; denn von diesen Terrassen ist wenig erhalten. Aber auch im Verlauf der jüngeren, tieferen sind „quasi-orogene“ Störungen stellenweise nicht zu übersehen, wie sie aus der Isostasiehypothese unmittelbar nicht abgeleitet werden können. Dritte Hilfhypothese: die einzelnen Schollen der Kruste passen sich ungleichmäßig, stoßweise (Erdbeben auf eben diese gestörten Zonen beschränkt) dem neuen Gleichgewicht an.

Schwer mit der Onerar-Isostasie zu vereinbaren ist die Bildung lokaler Senkungsbecken nach der Eiszeit — sonst wären die betreffenden Becken ja mit Moräne verpflastert worden, etwa wie die Norddeutsche Depression — und zwar gerade in den Zonen jener Störungen. Einzelne derselben (Ladoga- und Onega-See) liegen zwar in der Randzone der Schildwölbung, ihr Einbruch könnte dem Rüksinken des Randwulstes (s. S. 15) zugeschrieben werden, die ändern aber nicht. Wohl aber sind Onega- und Ladoga-See, Landsort- (zwischen Gotland und Stockholm), Aalands- und Ulfö-Tief (Angermannküste) von Rapakivigesteinen begleitet, welche seit dem Jotnium (solches meist auch noch dort in Gräben zu finden) Gebiete mit Senkungstendenz markieren, und im Wettergraben ist solche durch die eingebrochene Wisingsö-Formation bezeugt. Diese von uralter her vererbte Anlage hat sich also in diesen Einbrüchen neuerlich ausgewirkt, gerade als nach der Hypothese der Onerar-Isostasie die Entlastung vom Inlandeis den entgegengesetzten Antrieb bringen mußte.

Schließlich müßte der Onerar-Isostasie — so lange die Bewegung dauert — eine bestimmte Schwereverteilung entsprechen. Innen, wo die Eislast die Sialkruste tief ins Sima hinabgedrückt hatte, wo die Hebung am schnellsten ist, müßte Minderschwere herrschen, am meisten in der Mitte am Botnischen

¹⁷⁾ Daß in der Zeichnung dieses Schildes der Ostseetrog, der seit dem Paläozoikum bestanden hatte, und erst vorher in der Eiszeit als Gletscherbett funktionierte, so gar nicht, nicht einmal als bescheidene Delle erscheint, ist nach allem, was wir über die Konsequenz in der Tektonik wissen, sehr merkwürdig.

Busen; die Isogammen sollten den Isobasen annähernd parallel laufen. Außen, wohin das schwere Sima hinausgedrückt worden war (unter Bildung eines Randwulstes) und noch nicht völlig zurückgeflossen ist, außerhalb der Null-Isobase, sollte das Hebungsbereich umgeben sein von einem Ring mit Überschwere (und Senkungstendenz)¹⁸⁾. Die wirkliche Schwereverteilung ist weit entfernt von diesem einfachen Bild. In Finnland wechseln Gebiete mit Minder- und mit Überschwere, entsprechend verschiedenen Typen des Gebirgsbaues, wie sie später (S. 17) besprochen werden sollen. Am Botnischen Busen liegen einige stark negative Messungen, aber alle bei Graniten; stellt man da die Erfahrungen vom Wiborg-Rapakivi in Rechnung, so wird für die Isostasiehypothese wenig übrigbleiben. Bei Oslo wird ein Graben vom gravimetrischen Typus „Rotes Meer“ (siehe S. 22) von recht hohen Isobasen gekreuzt, merkwürdigerweise ohne jede Beugung und Brechung derselben. Und an der Norwegischen Westküste wechseln positive und negative Anomalien, im Streichen derselben Isobasen. Auch der Außenring mit Plus-Anomalien, den jene Hypothese fordert, ist nicht zu erkennen (SCHWINNER, 1931, S. 469)¹⁹⁾.

Die richtige Rangordnung gibt nur eine Gesamtübersicht der geologischen Vorgänge. Die äußeren Einwirkungen, welche die Erdoberfläche umgestalten (hauptsächlich Abtragung und Aufschüttung), schaffen aus zweiter Hand. Die freie Relief-Energie — wörtlich zu verstehen als die in einem bestimmten Relief gegebene Fähigkeit Arbeit der Schwere zu liefern — wird dadurch bestenfalls umgruppiert, meistens vermindert, nie vermehrt. Die Massenbewegungen im Untergrund, wie sie von der Hypothese der Belastungs-Isostasie angenommen werden müssen, gehören ihrem Wesen nach ebenfalls in diesen Kreis: schließlich ist's doch nur

¹⁸⁾ A. PENCK, 1922, S. 305, 308. Wenn man behauptet, daß hier tatsächlich die von der Hypothese postulierten negativen Schwereanomalien beobachtet werden (BORN), ist das „nicht korrekt“, ... „alles deutet darauf hin, daß hier mehrere Einflüsse sich überlagern und das Bild verwickeln“ (HEISKANEN 1936, S. 941), und — füge ich hinzu — daß der Einfluß der Belastungs-Isostasie einer der geringeren unter diesen ist.

¹⁹⁾ In Karelien haben die neuen russischen Messungen das Bild, wie ich es 1931 gezeichnet hatte, etwas geändert; aber nicht in den Hauptzügen. Darüber wird noch zu reden sein, wenn die von finnischer Seite in Aussicht gestellte neue Zusammenstellung der Schweremessungen erschienen sein wird. Für die Folgerungen, die MUSCHKETOW (1936, S. 479) zieht, kann ich die Begründung auch in diesen Ziffern nicht finden, insbesondere nicht die Beziehung zwischen Schwereanomalien und Hebung des Schildes. Damit stehe ich nicht allein; ebendort (MUSCHKETOW, S. 472) schreibt sein Geodät OCZAPOWSKI, „daß den Forderungen dieser Hypothese nicht ganz entsprochen wird“. Das soll — nach den Ausführungen, die er anschließt — eigentlich heißen: ganz oder gar nicht!

eine Art „Solifluktion“ etwas tiefer als die gewöhnlich so benannten Abtragungsvorgänge, aber wie diese bestimmt vom vorgegebenen Gefäll und auf Ausgleichung, Verminderung desselben abzielend. (Daraus erhellt sofort die Widersinnigkeit einer isostatischen Gebirgsbildungstheorie!) Voraussetzung, daß dieser Mechanismus auch nur anfängt zu spielen, ist ein echter Gebirgsbildungs-Vorgang, die durch ihn ins Spiel jener Oberflächenreaktionen neu eingebrachten Energien, und die dadurch vorhergegebenen Gefälle. Sein Wesen ist nicht Ausgleichung, Streben zum Gleichgewicht, sondern Störung des Gleichgewichtes! Wo und wie diese hingewirkt wird? Es sind alle Zwischenfälle denkbar zwischen den beiden Extremen: Auftürmung eines Gebirges an der Oberfläche unter Aufrechterhaltung des isostatischen Gleichgewichtes — Störung des Gleichgewichtes im Untergrund, ohne daß gleichzeitig ein merkliches Relief der Oberfläche geschaffen würde. Wie wir später sehen werden, ist mancherlei Verschiedenes aus dieser Folge in der Wirklichkeit anzutreffen.

Bei der Diskussion des gravimetrischen Verhaltens verschiedener Erdräume sind auseinanderzuhalten: die Oberflächengebilde mit „flächenhafter“ (gemeint: allseits großer) Ausdehnung, und jene, die man als „linear“ bezeichnen kann (gemeint: Breite gering gegen Längserstreckung). Einesteils, weil diese beiden Gruppen als genetisch verschieden zu vermuten sind, andernteils und nicht zum wenigsten, weil der Einfluß der bestehenden Unsicherheiten (Geoidundulationen, wie besprochen) beide Gruppen verschieden trifft. Zwar wenn es sich um kleinere, wohlumgrenzte Becken handelt, wie die „Seen“ innerhalb des ostindischen Archipels, und ebenso die in Westindien (Golf von Mexiko), so kann die Unsicherheit wegen Geoidundulationen usw. kaum ärger sein als bei einem Kettengebirge (s. S. 17); es muß auf alle Fälle bestehen bleiben, daß diese isostatisch positiv gestört sind²⁰), schwerer als einer Einwägung ins isostatische Gleichgewicht entsprechen würde. Und zwar haben die tieferen Becken die größere positive Anomalie (VENING MEINESZ, 1934, 2, S. 134). So haben die tiefen Celebes-See, Banda-See über +100, die seichte Java-See knapp +40 Milligal. Diese Erdregionen sind offensichtlich nicht im Gleichgewicht, und die Deutung von VENING MEINESZ auf absteigenden Konvektionsstrom in der Tektonosphäre ist die plausibelste.

Anders steht es mit den weiten Flächen der großen Ozeane, auf denen ebenfalls positive isostatische Anomalie zu

²⁰) Merkwürdig ist, daß negative isostatische Anomalien kaum je flächhaft vorkommen. Die von Ferghana, die man vielleicht anführen möchte, gehört doch zum Kettengebirge, und ist langgestreckt und ziemlich schmal (MUSCHKETOW 1936, S. 459, Fig. 4).

herrschen scheint. Da können die unkontrollierbaren Geoidundulationen groß sein; außerdem, wenn man diese Schwerewerte gebührend in Rechnung zieht, könnte die Normalschwereformel (und damit die angenommene Erdgestalt) eine Änderung erfahren müssen. Was da herauskommen könnte, läßt sich von vornherein nicht übersehen. Es empfiehlt sich daher, hier mit geophysikalischen und geologischen Deutungen zuzuwarten, bis die Verdichtung des Netzes der Schweremessungen auf See eine strenge Berechnung ermöglichen wird (s. S. 4/5).

Besser steht es mit der gravimetrischen Charakteristik linearer tektonischer Formen. Es läßt sich ohne weiteres schätzen, wie diese — kompensiert und unkompensiert — den Verlauf des Geoides ändern. So würde im Brenner-Profil²¹) die Störung (Hebung) des Geoides durch die Gebirgsmasse (diese unkompensiert gedacht) am Brenner je nach der Annahme 20 bis 40 m betragen; wird isostatische Kompensation in Rechnung gezogen, erreicht die Störung äußerstenfalls 13 m. Aber diese Welle ist ungeheuer flach und breit: die Hebung beträgt (im ersten Fall: Brenner + 40 m) in München noch über 22 m, in Ala noch fast 23 m, und in Rom noch 6,7 m. Der Fehler, den die Vernachlässigung dieser Störung verursacht, kann demnach höchstens wenige Milligal betragen; es wird wenig schaden, wenn man dies mit den anderen Fehlern und Unsicherheiten der Gebirgsaufnahme zusammenwirft und nicht weiter berücksichtigt. Die Schwereanomalien solcher Gebirgsketten (nach BOUGUER verstanden) sind gewöhnlich größer als 100 Milligal, und Fehler von wenigen Prozent können das Bild nicht wesentlich fälschen.

Das was hier als vorwiegend lineare Formen zusammengefaßt wird, ist sehr mannigfaltig, unterschieden in Oberflächengestaltung, tektonischer Struktur und auch im gravimetrischen Verhalten. In der ersten Zeit kannte man nicht mehr als einige Alpenprofile (Schweiz, Brenner), und leitete daraus voreilig eine Regel ab, die dann nicht einmal in den Alpen sich überall als gültig erwies. Wir wollen daher zuvörderst feststellen, welcher Art die Beziehungen sind, die zwischen Tektonik und gravimetrischem Verhalten beobachtet werden. Zur besseren Übersicht wollen wir versuchen, dieselben um gewisse typische Fälle zu gruppieren. Von solchen Typen unterscheiden wir vorläufig:

1) Schweizer Typus der Kettengebirge, gekennzeichnet durch hohe tektonische Komplikationen, starken Zusammenschub, demgemäß — im Jugendstadium — sehr hoch (relativ und absolut). Diese hochragende Gebirgsmasse ist isosta-

²¹) MADER, K., Berechnung von Geoidhebungen in den Alpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik 1934, Bd. 41, S. 77/78.

tisch ungefähr kompensiert, durch einen Massendefekt, der ziemlich einheitlich über die ganze Breite des Gebirges verteilt anzunehmen ist. Ob eine leichte Asymmetrie, Vorland Minder-, Rückland Überschwere, ebenfalls zur Charakteristik dieses Typus gehört, könnte erst auf Grund reichlicheren Materiales entschieden werden²²⁾.

2) Von einem Block- oder Blockfalten-Gebirge mit annähernd vollständiger isostatischen Kompensation wüßte ich kein zureichend vermessenes Beispiel; vielleicht kommt derartige in den westlichen USA. vor.

3) Als vermutlich besonderer Typus (oder doch eine besondere Ausbildung des vorigen) ist die Abscherungsdecke²³⁾ anzusehen, als deren Beispiel die Ober- und Niederösterreichischen Kalkalpen angeführt werden können. Die mächtigen Schichtstöße ihres Mesozoikums sind etwa im Niveau des Haselgebirges vom älteren Grundgebirge abgeschert, das daher nirgends an den Falten teil hat. Im großen und ganzen ist die aufragende Gebirgsmasse durch einen Massendefekt unter ihr isostatisch kompensiert. Im einzelnen folgt die Schwereverteilung aber durchaus nicht der sichtbaren Tektonik, sondern zeichnet die Struktur des (variscisch oder älter gefalteten) Untergrundes nach²⁴⁾, mit Differenzen von 30 bis 50 Milligal zwischen den benachbarten Strichen und dazwischen Durchschnittsgradienten von 1, ja bis 2 Milligal/je km, oder 10 bis 20 Eötvös, fast wie bei jungen Falten (SCHWINNER, 1929, S. 43)!

4) Vorstehendes führt auf die Frage, wie sich die Schwereverhältnisse eines Landstriches entwickeln, wo der sichtbar aufragende Bau des Kettengebirges zerstört, abgetragen und zu einem Rumpf eingeebnet worden ist. Blicke dabei die Massen-

²²⁾ Vielleicht sollte man die Kalifornischen Küstengebirge (u. ähnl.) als besonderen Typus (1a) abtrennen? Diese jung (und jüngst, d. h. im Quartär) gefaltete Region zeigt isostatisch negative Anomalie. Das Mittel ist zwar nicht hoch (nach HEISKANEN 1932, S. 127) — 18 bis 24 Milligal — (je nach Annahme), aber nach jeder Reduktion wird es negativ, und von den Einzelwerten der dortigen Stationen sind viele stärker negativ (isostatisch) als die in den östlich anschließenden Gebirgszonen. (Auch in den Schweizer Alpen nimmt das Hochland um Engadin eine Sonderstellung ein, indem es für die meisten Annahmen isostatisch negative Anomalie zeigt. Aber das ist doch wohl etwas anderes.)

²³⁾ Als bestes Beispiel einer Abscherungsdecke gilt sonst der Kettengurra. Aber da ist selbst das Netz der Schweizer Schweremessungen, sonst wegen seiner Dichte zu loben, zu weitmaschig, um den Gang der Schwere in diesem schmalen Faltenzug hinreichend genau zu erfassen.

²⁴⁾ Natürlich ist das nur festzustellen, wo die jüngere Faltenrichtung renegant quer zum Streichen des älteren Grundgebirges verläuft. Ähnliches sollte bei engerem Schweremessungsnetz in der Sandsteinzone der westlichen Karpathen zu erkennen sein.

verteilung in der Tiefe ungeändert, so müßte danach das Schwerebild der BOUGUERSchen Reduktion — welche ja nichts anderes als eine solche Abtragung und Einebnung (aufs Meeresniveau) in Gedanken vorstellt — in der Wirklichkeit dastehen. Also: war das ursprüngliche Gebirge isostatisch kompensiert gewesen, dann müßten den Spuren seiner Falten Striche mit Minderschwere entsprechen, diesmal auch wirklich absolut isostatisch Minderschwere, und auch Minderschwere relativ gegen Vor- und Rückland, negative Anomalien, die bei Hochgebirgen (wie Schweiz, Tirol usw.) 100 bis 150 Milligal betragen würden, und auch bei schwächerem Faltenbau (Sandsteinzone der Westkarpathen) noch 40 bis 50 Milligal. Stellt man sich aber das Kettengebirge nach

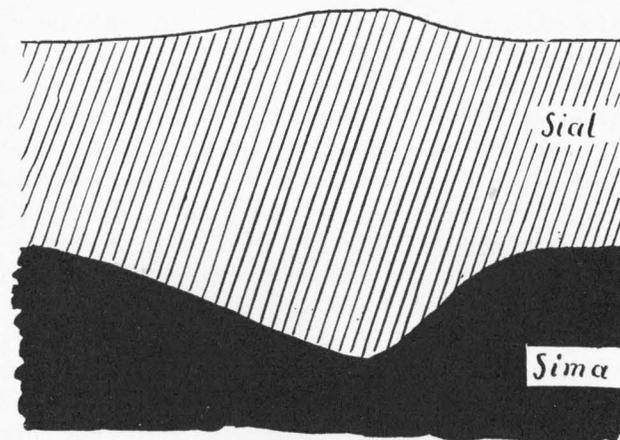


Abb. 1

AIRY (s. Abb. 1) grob als eine Anschoppung der Sialkruste vor, wie eine Eispressung auf dem schwereren Sima flottierend, so hätte durch die Abtragung und Einebnung oben die ins Sima hinabtauchende „Wurzel“ des Gebirges das ihrem Archimedischen Auftrieb die Waage haltende Gegengewicht verloren, und müßte aufsteigen, unter weitergreifender Abtragung oben, bis die Grenzfläche Sial—Sima, entsprechend der Einebnung oben, auch unten wieder eben geworden wäre: womit der Massendefekt beseitigt, und wieder isostatisches Gleichgewicht hergestellt wäre. Dies ist die Vorstellung, welche man sich bei strengem Festhalten an der AIRYSchen Hypothese machen könnte; es gibt wohl auch noch andere Möglichkeiten, sich die Wiederherstellung isostatischen Gleichgewichtes auf eingeebneten Gebirgsrümpfen vorzustellen. Die Frage geht nun dahin, was wirklich geschieht. Es ist tatsächlich schon behauptet worden, mit dem Vergehen des sichtbaren Gebirgskörpers würde auch der darunter

liegende, ihn isostatisch kompensierende Massendefekt „verwischt, verlöscht“²⁵). Das ist aber nicht richtig. Gebirgsrumpfe, die seit ältesten Zeiten schon eingeebnet waren, erscheinen meist gravimetrisch sehr unruhig, keinesfalls hat die Ausglättung der Oberfläche zu entsprechender Ausgleichung im Unterbau geführt. So ist im Schwerebild des Südtiles der moldanubischen Masse der oberösterreichische Granit und die moravische Faltenzone an (BOUGUERSchem) Schweredefizit ausgezeichnet zu erkennen: der Spielraum zwischen benachbarten Höchst- und Mindestwerten beträgt 60 bis 80 Milligal. Im Kaledonischen Gebirge Norwegens (an der Küste, also wohl ungefähr im Streichen?) finden sich positive und negative Anomalien (isostatisch berechnet, also von den zufälligen Einflüssen des Reliefs befreit), und zwar im südlichen Teil zwischen -7 und $+47$, im mittleren zwischen -67 und $+37$, im nördlichsten zwischen -28 und $+17$. Das muß großenteils auf die alten Strukturen zurückgehen; denn in den Verebnungen des Rumpfes („Fjell“) ist ein Grund zu Sprüngen von 45 bis 100 Milligal nicht zu finden. Die allgemeine Blockhebung, bzw. die Absenkung des Nordmeeres scheint in starker Überschwere im Meer zum Ausdruck zu kommen: Lofoten bis $+129$! (isostatisch reduziert, Freiluft $+141$). Im Grundgebirge Finnlands schwanken die Schwereanomalien zwischen -51 und $+31$ (nach BOUGUER reduziert). Mit starkem Sprung gegen die Nachbarschaft (um 50 Milligal etwa) heben sich die Gebiete mit Rapakivi usw. als minus heraus; die Svekofennidenzone mit Injektions- und Mischgneisen hat Überschwere; von den zwei Karelidischen Schieferzonen hat die westliche entschieden plus (Typus 5?), — da Einzelheiten des geologischen Bildes, wie die kleine Sigmoide zwischen Murtomäki und Sukewa vom Schwerebild wiedergegeben werden, kann am ursächlichen Zu-

²⁵ KOSSMAT (1931, S. 94) behauptet, daß die BOUGUERSchen Schwereanomalien des Variscischen Gebirges in Norddeutschland heute schon zum allergrößten Teil „verlöscht“ seien. Aber K. geht so vor, daß er sich ein Bild macht, wie das Variscische Gebirge ehemals ausgesehen haben möchte und findet dann dort, wo es seiner Ansicht nach gestanden haben sollte, die erwarteten hohen negativen BOUGUER-Anomalien nicht. Gegen K.s Schlußfolgerung muß bemerkt werden, daß das Variscische Gebirge wahrscheinlich gar nicht dort gewesen ist, wo K. es hinsetzen will; so wird heute kaum einer der mit diesem Gegenstand befaßten Geologen die Außenrandenke desselben, den Kohlgürtel, am Elbeknie bei Werben (S. 98) suchen. Von dem schön geschwungenen Variscischen Gebirgsbogen, der nach der älteren Auffassung (S. 94) von der Ruhr nach Oberschlesien ziehen sollte, ist man abgekommen. Zweitens — warum sollte sich dieses Variscische Gebirge gravimetrisch so verhalten haben wie die Schweizer Alpen? In seiner Tektonik ist es auf jeden Fall von jenen wesentlich verschieden. Daß es aber Gebirge gravimetrisch anderen Typus gibt, dafür haben wir Beispiele, es mag auch noch weiters andere Typen geben.

sammenhang nicht gezweifelt werden —, die östliche Zone Karelidischer Schieferfaltung, die vom Omega-See gegen NNW zieht, zeigt dagegen Minderschwere (Typus 1?).

Hält man dagegen, daß diese Gebirge ursprünglich Anomalien im Spielraum von 100 bis 150 Milligal gehabt haben könnten, wie manche junge, so folgt, daß von den (BOUGUER-)Anomalien im Laufe der Einrumpfung etwa die Hälfte ausgelöscht wird; die andere Hälfte der Anomalien bleibt erhalten, selbst für geologisch sehr lange Zeiten.

5) Einen ganz anderen als die bisher besprochenen, diesen fast gegensätzlichen Typus stellen die Saxonischen Schollen Norddeutschlands vor, gekennzeichnet durch nicht-, ja oft

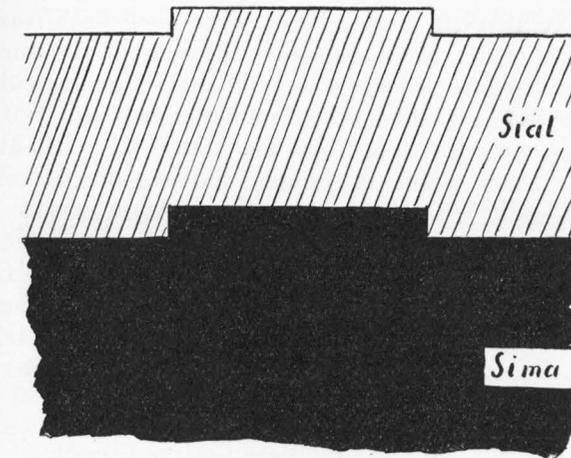


Abb. 2

gegen-isostatische Massenverteilung im Untergrund, so daß die gehobene Scholle nicht bloß nicht kompensiert ist, sondern auch von einem Massenüberschuß im Untergrund begleitet wird, der auch dann noch bleibt, wenn die tektonisch gebildete Oberflächenform eingeebnet worden ist: auch auf dem Rumpf ist dann Horst mit Überschwere, Graben mit Minderschwere gekoppelt. Im Bild der AIRYSchen Auffassung hat ein solches Schollengebirge nicht wie die alpinen Ketten vom Typus 1 eine ins Sima hinabgreifende leichtere „Wurzel“ (Abb. 1), sondern eine Aufragung des Substratum als schwereren Kern (Abb. 2). Auch dieser Typus hat weite Verbreitung, außer Norddeutschland scheint er die weiten Flächen der Russischen Tafel zu beherrschen (ARCHANGELSKI). Das Ausmaß der Störung ist bei diesem Typus geringer als bei den Hochgebirgen vom Typus 1, es beträgt zwischen Horst und Graben in Nordwestdeutschland 50 Milligal oder etwas weniger, in Rußland vielleicht öfters etwas über 50 Milligal. Dagegen hat das

Ural-Gebirge — das auch zu diesem Typus gehört! — positive Störungswerte von + 50 bis + 101 (ARCHANGELSKI, S. 376), also gegenüber den negativen Anomalien im Westen (Vor-ural) wesentlich mehr als + 50 Milligal²⁶). Zu diesem Typus (Abb. 3) gehört auch der Ostafrikanische Graben: die Stationen im Graben haben Minderschwere gegenüber denen über dem Grabenrand, allerdings nicht sehr große: im Durchschnitt, je nach der Methode der isostatischen Reduktion um — 32 oder gar nur um — 16 Milligal (HEISKANEN, 1936, S. 947)²⁷). Hier dürften auch die Tiefsee-Gräben anzuschließen sein. Von ihrer Tektonik weiß man allerdings noch nichts, aber das Verhältnis zwischen Relief und Schwere ist „saxonisch“: im Bereich des Grabens, mit Meerestiefen von 6000 bis 8000 m, herrscht Minderschwere (nach BOUGUER oder FAYE, aber auch nach isostatischer Reduktion), über den anschließenden „Plateaux“, die nur 2000 bis 3000 m tief liegen, dagegen beträchtlicher Schwereüberschuß, Differenz zwischen beiden fast immer mehr als 100 Milligal (isostatisch; nach FAYE oft 300 bis 400!)²⁸). Schließlich, daß „saxonische“ Züge auch in jungen Faltengebirgen vorkommen können, zeigen die Westkarpathen (SCHWINNER, 1937), in der Zone ihrer Kerngebirge; neben der Sandsteinzone, die durchgehenden Massendefekt ganz nach Art von Typus 1 hat.

6) Die bisher besprochenen Typen sind charakterisiert sowohl durch Oberflächenrelief (wenn jung) als auch durch tektonische Struktur (wenn nur zugänglich). Nun hat aber VENING MEINESZ

²⁶) Über das Kaukasusgebirge möchte ich noch nicht entscheiden. Wie es jetzt aussieht, hat das eigentliche Gebirge Überschwere, während ein großer unkompensierter Massendefekt in der Randsenke bei Baku angetroffen wird. Mehr Messungen wären zu wünschen.

²⁷) Die unmittelbare Fortsetzung des Ostafrikanischen Grabensystems, das Rote Meer, müssen wir wohl als einen besonderen gravimetrischen Typus (5a) abtrennen: dieser Graben hat nicht Minderschwere, sondern ist überkompensiert: die Stationen von VENING MEINESZ geben im Durchschnitt (isostatisch reduziert) eine Anomalie von + 50, während die nördlichsten Grabenstationen etwa — 40 oder — 50 haben. Im Ostafrikanischen Graben ist also leichtes Krustenmaterial über die Gleichgewichtslage hinab ins schwere Substratum hinabgedrückt worden, im Roten Meer dagegen ist schwereres Material von unten im Graben emporgedrungen, wohl verstanden: wieder über die Gleichgewichtslage hinaus; einfaches Einstellen der schweren Magmasäule ins archimedische Gleichgewicht würde isostatisches Gleichgewicht bedeuten: Anomalien (isostatisch reduziert) um ± 0 , keinesfalls von so hohem positivem Betrag.

²⁸) Zusammenstellung und Diskussion der Messungen von VENING MEINESZ bei HEISKANEN (1936, S. 931). Schon HECKER hatte gefunden: Tongatief — 182, Tongaplateau + 192 Milligal Anomalie (isostatisch reduziert); der Sprung von 374 Milligal ist im Sinn gleich, in der Ziffer aber viel größer als die anderen: Nachprüfung durch Pendelmessungen wäre erwünscht.

am Außenrand des ostindischen Archipels, des Bogens Sumatra — Java — Timor — Ceram usw., einen schmalen Streifen mit (isostatisch) negativen Schwereanomalien gefunden, die oft 100 Milligal überschreiten. Dieser Streifen ist im Profil nur schwach herausgehoben, er entspricht einer Reihe von kleinen Inseln und mäßigen unterseeischen Rücken, die nahe dem Rand des Schelfes gegen die Tiefe des Indischen Ozeans aufgesetzt sind. Faltung scheint allerdings ziemlich stark zu sein, wenigstens zeigen die in diesem Strich auftauchenden Inseln heftige Faltung meist mehrerer Phasen. Man vermutet, daß hier ein werdendes Faltengebirge vorliegt, in einem frühen Stadium seiner Entwicklung, etwa jenem, das die Alpen im Mesozoikum repräsentiert

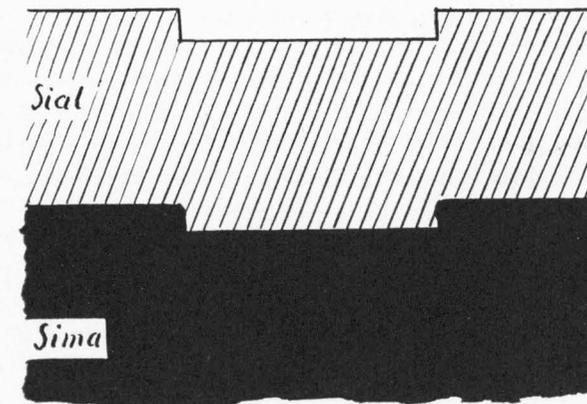


Abb. 3

haben. Vielleicht kann man sich eine Entwicklungsreihe derart vorstellen: a) Sunda-Schelf: große negative isostatische Schwereanomalien, Gebirgsform erst kaum angedeutet; b) Kalifornische Küstengebirge: bereits Gebirgsrelief, aber noch beträchtliche negative Anomalien (isostatisch!); c) Schweizer Alpen: Hochgebirge, isostatisch ungefähr kompensiert. Also: zuerst Zusammenschub, Verdickung der Kruste und zwar zuerst nur nach abwärts ins Sima hinein; danach Aufsteigen, bis dem Auftrieb der „Gebirgswurzel“ durch die Last des aufragenden Gebirges ungefähr die Waage gehalten wird. Ungefähr nach diesem Gedankengang geht die „Buckling-Hypothese“ von VENING MEINESZ.

7) Ein noch viel geheimnisvolleres Ding ist die „Hidden Range“ die verborgene Gebirgskette der indischen Geodäten. Es ist das ein Streifen mit positiven isostatischen Schwereanomalien, bis 70 Milligal gegen die Nachbarzonen höher, der etwa von der Indus- zur Gangesmündung die vorderindische Halbinsel durch-

zieht. Hier kann es sich nur um reine Tiefentektonik handeln, weder in Form noch Struktur der Oberfläche ist die geringste Andeutung gegeben, wie diese große Schwerestörung entstanden ist.

8) Vulkanische Gebirge (HEISKANEN, 1936, S. 941) zeigen nach isostatischer Reduktion Schwereüberschuß: Italien, Kaukasus + 60, St. Helena + 103, Hawaii (Mittel) + 122 Milligal: offenbar unkompenzierte Aufschüttung, worüber hier weiter nicht viel zu sagen ist.

Die vorstehend besprochenen tektonischen Strukturen zeigen also regelmäßig Abweichungen vom isostatischen Gleichgewicht, in verschiedenem Sinn, aber dem Betrag nach bemerkenswert gleichartig. Geringere tektonische Störungen ergeben Sprünge um die 50 Milligal (zwischen benachbartem Maximum und Minimum), kleiner ist der Sprung selten, wenn es sich um eine ausgesprochene tektonische Form handelt. Oft finden sich aber auch Sprünge um die 100 Milligal herum; solche, die viel darüber sind, werden selten gefunden²⁹⁾. Die Isostasie kann da nur als eine ungefähre Regel angesehen werden, welche den Spielraum des Möglichen in gewissem Maße einschränkt und umgrenzt.

Hiermit sind die Typen besprochen worden, welche sich für die mannigfachen Beziehungen von Schwere und tektonischer Struktur vorläufig aufstellen lassen. Es soll damit gar nicht behauptet werden, daß diese Aufstellung vollständig ist. Die Forschungen von VENING MEINESZ haben gezeigt, daß auf diesem Gebiete noch große Überraschungen möglich sind. Man wird diesen Erscheinungen vorerst am besten rein beschreibend gegenüber treten. Wenn eine Unterlegung von unterirdischen Massenkonfigurationen durchaus nicht zu umgehen ist — wie leider bei jeder rechnerischen Auswertung — darf man nie aus dem Auge verlieren, daß es sich um „untergelegtes“, auf Deutsch: um Hypothesen handelt. Wo es möglich ist, sollte man jeden Fall individuell behandeln, wie ich es an einigen Beispielen zu zeigen versucht habe (1929, 1931). Leider ist diese in jedem Stadium durchsichtige Behandlung oft nicht möglich: auf dem Meer, d. h. auf $\frac{7}{10}$ der Erdoberfläche, fehlen dazu die geologischen Anhaltspunkte, und auf festem Land leider manchmal auch noch! Man muß sich aber immer vor Augen halten, daß die Rechenverfahren von PRATT, AIRY u. a. die Mannigfaltigkeit der Massenlagerung in der Erdkruste, wie gezeigt, nur grob schematisch umreißen können, und daß die dabei übliche undurchsich-

²⁹⁾ Jedenfalls folgt die Häufigkeit der Schwereanomalien im Bereich der tektonischen Störungen nicht dem Fehlergesetz, die kleinen sind nicht die häufigsten. Ob ein Maximum der Häufigkeit vorliegt, oder zwei, kann heute noch nicht entschieden werden.

tige Rechnungsführung nicht gestattet, den Einfluß, den die verschiedenen Hypothesen auf das Ergebnis haben, klar zu erkennen.

Für heute ist die wichtigste Aufgabe mehr Beobachtungsmaterial zu schaffen über die Beziehungen zwischen Schwere und Tektonik. Die geophysikalischen und geologischen Deutungen werden besser zurückgestellt. Man wird auch nicht darauf rechnen dürfen, daß die nötige Feldarbeit von den Geodäten sozusagen automatisch beigesteuert werden würde. Ihre Hauptinteressen gehen doch in anderer Richtung, obwohl dort in letzter Zeit sehr dankenswerte Berücksichtigung geologischer Gesichtspunkte festzustellen ist (VENING MEINESZ, die Finnen). Die Möglichkeiten und Aufgaben, welche hier liegen, hätte der Geologe aufzuzeigen. Dazu wird er aber nur dann imstande sein, wenn er wenigstens mit den Hauptzügen der zugrundeliegenden mechanischen und physikalischen Theorien vertraut ist.

Schriftenverzeichnis³⁰⁾

- ACKERL, F.: Die Schwerkraft in Nordamerika und Westeuropa. — Gerlands Beiträge **36**, S. 155—170. 1932.
- , —: Die Bestimmung der mathematischen Erdfigur aus Schwerkraftmessungen. — Peterm. Mitt. **79**, S. 173—175. 1933.
- ARCHANGELSKI, A. D.: Über die Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den Schwereanomalien im Europäischen Teil der UdSSR. — Verh. Balt. Geodät. Komm. 7. Tagung, Moskau 1934, II. Teil S. 367—378. Helsinki 1935.
- BORN, A.: Isostasie und Schwere messung. Berlin 1923.
- CROOS, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
- FISHER, O.: Physics of the Earth's Crust. 2. Aufl. London 1889.
- GLENNIE, E. A.: Gravity anomalies and the structure of the Earth's Crust. — Survey of India, Prof. Pap. No. 27, Dehra Dun 1932.
- HEISKANEN, W.: Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. — Veröff. Finn. Geodät. Inst. Nr. 4, Helsinki 1924.
- , —: Schwerkraft und isostatische Kompensation in Japan. — Z. f. Geophys. **3**, S. 213—216. 1927.
- , —: Der heutige Stand der Isostasiefrage. — Gerlands Beiträge **36**, S. 179/180. 1932.
- , —: Die Erdkrustendicke und die Schwereanomalien in den Vereinigten Staaten. — Annales Acad. Sci. Fennicae (A) **36**, No. 3, Helsinki 1932.
- , —: Das Problem der Isostasie. — Hdbch. Geoph. **1**, Lief. 4, Berlin 1936.
- , —: Über die Isostasiefrage. — Verh. Balt. Geodät. Komm. 9. Tagung, S. 152—163. Helsinki 1937.
- HIRVONEN, R. A.: The Continental Undulations of the Geoid. — Veröff. Finnisch. Geodät. Inst. No. 19, Helsinki 1934. — Vorläufige Mitt. in Gerlands Beitr. **40**, S. 18—23. 1933.
- HOPFNER, F.: Die potentialtheoretischen Grundlagen der Lehre von der Isostasie. — Z. f. Geophys. **12**, S. 28—29. 1936.

³⁰⁾ Gerlands Beitr. = Gerlands Beiträge zur Geophysik (CONRAD); Gerland, angew. = Beiträge zur angewandten Geophysik. Leipzig, Akad. Verl. Ges.

- KOSSMAT, F.: Schwereanomalien und geologischer Bau des Untergrundes im norddeutschen Flachland. — Veröff. Preuß. Geodät. Inst. N. F. **106**, S. 89—100. Potsdam 1931.
- LEHNER, M.: Beiträge zur Untersuchung der isostatischen Kompensation der schweizerischen Gebirgsmassen. — Verh. Naturf. Ges. Basel **41**, S. 1—76. 1930.
- MORDZIOL, C.: Meine Hypothese einer Differentiations-Isostasie. — Geol. Rdsch. **13**, S. 187—188. 1922.
- , —: „Differentiations-Isostasie“. — Ebenda **28**, S. 413—424. 1937.
- MUSCHKETOW, D.: Geologische Erwägungen zu den neuen Schweremessungen auf dem Pamir und in Karelien. — Gerland. angewandt. **5**, S. 451—479. 1936.
- PENCK, A.: Glaziale Krustenbewegungen. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Berlin 1922, S. 305, 308. 1922.
- PREY, A.: Neue Formeln zur Isostasie. Gerlands Beitr. **18**, S. 185—217. 1927.
- , —: Zur Frage nach dem isostatischen Massenausgleich in der Erdkruste. — Gerlands Beitr. **29**, S. 201—225. 1931; und **36**, S. 242—268. 1932.
- RUDZKI, M. P.: Physik der Erde. Leipzig 1911.
- SALONEN, E.: Über die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen. — Annal. Acad. Sci. Fennicae (A) **37**, No. 3, Helsinki 1932.
- SAWICKY, P.: Schwere und Geologie in Kaukasien. — Z. f. Geophys. **7**, S. 318—323. 1931.
- SCHWINNER, R.: Zur Verwertung der Schwerestörungen für die tektonische Geologie. — Z. Geophys. **2**, S. 126—134. 1926 a.
- , —: Zur isostatischen Kompensation der Randsenken der Kettengebirge. — Geol. Rdsch. **17**, S. 268—274. 1926 b.
- , —: Geologische Bemerkungen zu den Norwegischen Schweremessungen. — Gerlands Beitr. **19**, S. 107—133. 1928.
- , —: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. — Gerlands Beitr. **23**, S. 35—92. — 1929.
- , —: Das Schwereprofil der Tauernbahn. — Gerlands Beitr. **29**, S. 352 bis 416. 1931 a.
- , —: Die Schwere am Ostrand des Fennoskandischen Schildes. — Gerlands Beitr. **34**, S. 436—472. 1931 b.
- , —: Die neuen Geoide. — Gerlands Beitr. **41**, S. 213—224. 1934 a.
- , —: Außenraum und Innenraum. — Z. f. Geophys. **10**, S. 240—245. 1934 b.
- , —: Eine Richtigstellung betreffend Gebrauch des Terms von Bruns. — Gerlands Beitr. **42**, S. 447—449. 1934 c.
- , —: Die Schwere in den westlichen Karpathen. — Gerlands Beitr. **49**, S. 260—276. 1937.
- SUËSS, ED., Das Antlitz der Erde. **3**, 2, S. 701—716. 1909.
- TROMP, S. W.: On the mechanism of the geological undulation phenomena in general and of folding in particular and their application to the problem of the „roots of mountains“ theory. Leyden 1937.
- VENING MEINESZ, F. A.: Gravity Expeditions at Sea. **1**. Delft 1932. **2**. 1934.
- WEGENER, K.: Die Physik der Erde. Leipzig 1934.