

Sitzungsberichte

der

mathematisch-naturwissenschaftlichen
Abteilung

der

Bayerischen Akademie der Wissenschaften

zu München

1928. Heft III

November-Dezembersitzung

München 1928

Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission des Verlags R. Oldenbourg München



Die Gleichgewichtslage der Erdkruste und ihre Bewegungen.

Von **Erich von Drygalski.**

Vorgetragen in der Sitzung am 15. Dezember 1928.

Der Gleichgewichtszustand der Erdkruste und seine Veränderungen, sowie die tektonischen und magmatischen Vorgänge die daraus folgen, sind neuerdings vielfach erörtert worden, ohne schon in den Grundlagen geklärt zu sein. Die Faltung der Gebirge und ein Niedersinken nach ihrer Bildung, die davon abhängigen Fragen der Erosion und Denudation, die Bodenbewegungen früher vereister Gebiete oder der Abtragungs- und Aufschüttungsräume, die Rand- und Innensenken der Kettengebirge, das Anwachsen der Korallenbauten auf sinkenden Ozeanböden und anderes bis zu Horizontalbewegungen ganzer Kontinente wird jetzt mehr oder weniger mit der Isostasie der Erdkruste in Beziehung gebracht. Das ist teils in eindringenden Untersuchungen, teils in spekulativen Erörterungen geschehen. Man versuchte dabei die isostatische Lage der Erdkruste entweder an Beobachtungstatsachen zu prüfen oder setzte sie schon voraus und leitete Erklärungen anderer Erscheinungen deduktiv daraus ab. Das Letztere erscheint noch verfrüht.

Allen diesen Arbeiten liegt die Tatsache zu Grunde, daß die wechselvolle Massenanordnung an der Erdoberfläche, die wir sehen, also das Nebeneinander von Kontinenten und Ozeanen, von Gebirgen und Ebenen, Bergen und Tälern, Massengesteinen und Sedimenten, irgendwie kompensiert und in ihrem verschiedenen Einfluß auf die Schwerewerte an der Erdoberfläche annähernd neutralisiert ist. Denn wenn das nicht der Fall wäre, müßten die sichtbaren Massen in ihren großen Verschiedenheiten — die Kontinente

ragen ja mit einer Dichte von rund 2,7 bis gegen 9000 m Höhe auf, während die Ozeane daneben mit rund 1.023 bis über 10000 m hinabreichen — auch große Verschiedenheiten der Schwerkraftswerte im Meeresniveau erzeugen, was tatsächlich nicht zutrifft. Ihre beobachteten und auf das Meeresniveau reduzierten Beträge weichen vielmehr, ob Land oder Meer unter der Station liegt, nur um geringe Beträge von den Normalwerten ab, wie sie für die betreffende geographische Breite gelten, meist um weniger als 0.1 der Schwerkraft in Zentimetern. Wo besondere Verhältnisse vorliegen, namentlich auf Inseln, kommen größere Abweichungen vor, die z. B. auf Hawai nach F. R. Helmert¹⁾ um 0.5 bis fast 0.7 cm über dem Normalwert liegen. Doch das sind Ausnahmen und ohne weitreichenden Einfluß. Auch die Deformationen des Geoids, also der wahren Erdform, von der ihr am meisten angenäherten mathematischen des Rotationsellipsoids, die sich an jenen Schwereanomalien messen lassen, schwanken nur innerhalb rund $\pm 100 \text{ m}^2$. Beides ist nur zu erklären, wenn jene allgemeine Kompensation besteht. Doch wie diese beschaffen ist und wodurch die restierenden Abweichungen von der normalen Schwerkraft zustande kommen, ist eine offene Frage. Wir dürfen bei negativen Anomalien auf unsichtbare Defekte und bei positiven auf unsichtbare Massenüberschüsse schließen. Es läßt sich aber nicht eindeutig beantworten, wo diese liegen, da es strenge genommen unendlich viele Möglichkeiten dafür gibt. Wir können ihre Art und Lage nur schätzen, weil nahe gelegene störende Massen die Schwerkraftsmessungen am wirksamsten beeinflussen. So sind schon manche Erfolge erzielt worden, doch keine, ohne noch wesentliche Unsicherheiten bestehen zu lassen.

Man sucht das Wesen der allgemeinen Kompensation seit lange in zwei Richtungen, die nach J. H. Pratt³⁾ und G. B. Airy⁴⁾ bezeichnet werden. Pratt hat angenommen, daß von einer bestimmten Tiefe unter dem Meeresniveau an nach unten eine hydrostatische, konzentrische Dichteanordnung herrscht, und nur darüber Dichteverschiedenheiten, wie wir sie an der Oberfläche

1) Encyklopädie der math. Wissenschaften, Band VI 1 B, S. 129.

2) F. R. Helmert, a. a. O., S. 112.

3) Philos. Transact. of the Royal Society of London, 1855, Bd. 145, S. 53.

4) Phil. Transactions, 1855, 145, S. 101.

sehen. Dabei sollte die Dichte innerhalb vertikaler Prismen von gleichem Querschnitt zwischen der Oberfläche und jener bestimmten Tiefe so verteilt sein, daß in dieser überall der gleiche Druck herrscht. Die Prismen sollten also trotz verschiedener Länge das gleiche Gewicht haben. Diese Dichteunterschiede seien bei der Abkühlung durch verschieden starke Kontraktion entstanden. Dagegen hat Airy wohl über die hydrostatische Dichteschichtung unten und über die Verschiedenheiten der Dichte oben die gleiche Vorstellung, aber er denkt die letzteren anders verteilt. Er sieht von gleichen Gewichten in jener bestimmten Tiefe ab und läßt die Kontinente, ihren Massen entsprechend, verschieden tief in die untere hydrostatisch geschichtete Zone eintauchen und darin schwimmen; dann müssen an ihren Unterflächen den Eintauchtiefen entsprechende, verschiedene Drucke herrschen.

Hiernach ist bei Airy der Übergang in die konzentrisch geschichtete Dichteanordnung des Innern an einer stark welligen Fläche, bei Pratt an einer Niveaufläche zu denken, einem Geoid, wie das Meeresniveau selbst und mit ähnlich geringen Abweichungen vom Rotationsellipsoid, wie dieses. Auch kann man bei Pratt den Zustand an seiner „Ausgleichsfläche“ als einen allmählichen Übergang annehmen, während er bei Airy ohne ein schärferes Absetzen in den „Ausgleichstiefen“ an den Unterflächen der Kontinente schwer zu denken ist, ähnlich wie bei Eisschollen, die im Wasser schwimmen, oder bei Laven in ihrem Schmelzfluß. Eine isostatische Einstellung der Rinde besteht in beiden Fällen, doch bei Pratt für die ganze Kruste einheitlich an einer Niveaufläche und bei Airy für die Erdräume verschieden tief, ihrer Dicke und Dichte entsprechend. In beiden Fällen werden also die Schwerewerte im Meeresniveau jenen ausgeglichenen Gang haben, wie er beobachtet wird und der nahezu ellipsoidischen Erdgestalt entspricht, und die kleinen Abweichungen von der Normalschwere, die bestehen bleiben, sind nur Anomalien der Schwerkraft. Diese rühren von den horizontalen und vertikalen Dichteunterschieden in der Kruste her, von denen ich sprach, weil deren Wirkung wohl für die ganze Erde ausgeglichen und zur Normalschwere summiert ist, doch lokal bei der einzelnen Station oder regional in einer Gruppe von Stationen in Erscheinung tritt.

Um die Normalschwere und ihren Gang, sowie die Anomalien darin zu bestimmen, muß man die gemessenen Schwerewerte einheitlich auf das Meeresniveau reduzieren und so von den Störungen aus der Nähe der physischen Erdoberfläche befreien. Es gibt verschiedene Reduktionsarten, die hier nicht zu erörtern sind, da es kritische Darstellungen dafür gibt¹⁾. Es sei nur erwähnt, daß die Reduktionen dahin auseinandergehen, daß die gemessene Schwerkraft entweder nur vom Einfluß der Höhenlage der Station über Meer (Übergang durch Freiluftreduktion von G zu G_0) oder erweitert von den Höhenunterschieden ihrer Umgebung (Übergang durch Geländereduktion von G zu G'_0) befreit wird, oder zweitens zugleich von dem Einfluß der sichtbaren Massenverteilung über und sogar den dieser etwa entsprechenden Defekten und Überschüssen unter dem Meeresniveau (Übergang durch J. F. Hayfords isostatische Reduktion von G zu G_{i0}); hierzu sind Voraussetzungen über die Dichteverteilung im einzelnen, wie über die Art der allgemeinen Kompensation schon notwendig. Zwischen diesen beiden Richtungen liegt noch die sogenannte Bouguer'sche Reduktion (Übergang von G zu G''_0), welche die gemessenen Werte von dem Einfluß der Stationshöhe und des Geländes, sowie zugleich der Massen über Meer, also nur der sichtbaren, befreit. Auf Einzelheiten dieser Reduktionen komme ich gelegentlich zurück.

Die Anomalien oder Störungen sind dann die Differenzen zwischen den reduzierten Werten G_0 , G'_0 , G_{i0} , G''_0 einerseits und der Normalschwere γ_0 im Meeresniveau andererseits; man nennt sie entsprechend Δg , $\Delta'g$, Δg_i , $\Delta''g$. Die beiden ersten Δ werden als totale Schwereanomalien bezeichnet, weil bei G_0 und G'_0 nur Höhenwirkung abgezogen ist, keine Massenwirkung, dagegen Δg_i als isostatische, weil bei G_{i0} schon lokale und regionale Masseneinflüsse, soweit sie sichtbar oder denkbar waren, abgezogen wurden, sodaß nur die nicht erfaßbaren als störend bestehen bleiben. Der Ausdruck isostatische Reduktion und isostatische Anomalie ist nicht ganz richtig, weil auch die dabei abgezogenen Massenunregelmäßigkeiten, wie Gebirge und ihnen etwa ent-

¹⁾ F. R. Helmert, a. a. O. S. 99 ff., E. A. Ansel in B. Gutenberg, Lehrbuch der Geophysik, Bornträger, Berlin 1926, S. 74 ff., auch an anderen Stellen.

sprechende Defekte, die Isostasie stören, doch es kommt auf den Ausdruck nicht an. Die Δg_i sind in der Regel kleiner als die Δg und $\Delta'g$, weil beim Übergang von G zu $G i_0$ mehr abgezogen ist, als bei dem von G zu G_0 und G''_0 , auch zu G''_0 . Das bedeutet jedoch keineswegs, daß die Δg_i wirklich kleinere Störungen anzeigen, als die andern Δg , und daß die isostatische Reduktion das Gleichgewicht der Kruste besser darstellt, wie die anderen. Denn die Δg_i sind von den Δg und $\Delta'g$ abhängig, wie E. A. Ansel¹⁾ gezeigt hat, und so werden die Störungen in ihnen nur anders verrechnet, wie bei Δg , $\Delta'g$ und $\Delta''g$. Aus ähnlichem Grunde fallen auch die $\Delta''g$ meistens größer aus, wie die anderen. Bei Beachtung dieser Unterschiede können alle vier Δg die Mängel des isostatischen Gleichgewichts der Erdkruste beurteilen lassen und werden auch dazu benutzt, wobei bald das eine, bald das andere Δg anschaulicher ist und Art oder Lage der störenden Massen bestimmter andeutet²⁾.

Für die geologischen Anwendungen der Lehre von der isostatischen Lage der Erdkruste, oder ihrer lokalen und regionalen Störungen ist es nun von Bedeutung, ob die allgemeine Kompensation an einer geschlossenen Ausgleichsfläche nach Pratt oder in verschiedenen Eintauchtiefen der Kruste nach Airy angenommen wird. W. Heiskanen³⁾ hat diese Frage vom geodätischen Standpunkt in einer ebenso interessanten, wie mühevollen Untersuchung beleuchtet, indem er für die an europäischen und kaukasischen Stationen gemessenen Schwerewerte 6—8 Reduktionsarten durchführte, bei denen drei verschiedene Ausgleichstiefen nach Pratt und drei nach Airy benutzt wurden, bei den letzteren auch noch verschiedene Dichtedifferenzen zwischen dem Magma und den eintauchenden Kontinentalmassen. Das Ergebnis war, daß die Airy'sche Vorstellung wenigstens ebenso gut oder etwas besser, als die von Pratt, die Schweremessungen der Normalschwere angleicht; doch sind bei beiden die Ausgleichs-

¹⁾ B. Gutenberg, Lehrbuch der Geophysik, Bornträger, Berlin 1926, S. 87.

²⁾ Vgl. hierzu auch H. Jung in Zeitschrift für Geophysik III, 1927, S. 181.

³⁾ Veröffentlichungen des Finnischen Geodätischen Instituts No. 4, Helsinki 1924.

tiefen nicht überall auf der Erde gleich groß, sondern haben regionale Verschiedenheiten. Also wird in den verschiedenen Erdräumen bald diese bald jene Vorstellung besser entsprechen. Auch zeigte O. Meissner¹⁾, daß beide Hypothesen bei geeigneter Wahl der Konstanten ziemlich gleich gut sind.

Bezeichnender Weise ist nun bisher von Geodätischer Seite die Vorstellung Pratts und von Geologischer die von Airy bevorzugt worden. Die erstere ist einmal für die Rechnung bequemer und schien nach F. R. Helmert²⁾ auch für den Verlauf der Schwerkraft im einzelnen, nämlich in Hochgebirgen und auf Hochflächen, bessere Annäherungen zu geben, dagegen geologisch schwerer verständlich und verwendbar zu sein. So wurde sie von den Geodäten bevorzugt und von den Geologen abgelehnt, während umgekehrt die von Airy bei den Geologen Anklang und bei den Geodäten Widerspruch fand. Heute dürften die geodätischen Bedenken gegen Airys Vorstellung durch W. Heiskanen beseitigt sein, da er auch diese sowohl rechnerisch gut handhaben, wie den Einzelheiten der Erdoberfläche anpassen konnte. Desgleichen kann man die geologischen Einwände gegen Pratt jetzt kaum mehr aufrecht erhalten, weil sie sich vor allem gegen dessen Annahme von Defekten und Auflockerungen in tieferen Lagen der Erdkruste gerichtet haben, die aber, besonders nach den Experimenten von Frank D. Adams³⁾, doch möglich erscheinen. Eine Entscheidung zwischen Pratt und Airy ist deshalb auf diesem Wege, lediglich von den Schweremessungen an der Oberfläche her, nicht zu erreichen. Einen größeren Erfolg hat dagegen die Erdbebenforschung dafür gebracht.

Der Zustand des Erdinnern unter der uns bekannten kalten, starren Kruste wurde früher oft als ein feurig flüssiger gedacht, als der eines zähflüssigen plastischen Magmas. Die hohen

¹⁾ Pet. Mitteilungen 1918, S. 224; 1921, S. 214; 1926, S. 262; Sitzungsberichte der Berliner Akademie 48, 1919, S. 1192; Astronom. Nachrichten No. 4924—25, Band 206; No. 4967, Band 207; No. 5125, Band 214; Zeitschrift für Vermessungswesen 1922, Heft 6; auch E. Hübner in Gerlands Beiträgen zur Geophysik Bd. 12, 1913, S. 587; W. Stackler, Dissertation, Berlin 1926 u. a.

²⁾ Encyklopädie der mathem. Wissenschaften VI 1 B, S. 127.

³⁾ Journal of Geology, Chicago, XX, 1912, S. 97—118.

Temperaturen des Innern, die man aus der beobachteten Zunahme der Wärme mit der Tiefe erschloß und aus der geothermischen Tiefenstufe zu berechnen suchte, ließen dort keinen festen Aggregatzustand, sondern einen flüssigen oder gasförmigen möglich erscheinen. Andererseits forderten aber Betrachtungen über den wachsenden Tiefendruck, daß das Innere starr sei. Denn die Erdkruste kann sich nicht selbst, wie ein Gewölbe tragen, weil ihre Bruchfestigkeit zu gering ist¹⁾, und drückt deshalb auf das Innere, je tiefer um so mehr. Erst bei ca. 1200 km Tiefe beginnt eine Abnahme des Druckes, weil die Schwerkraft dann wieder abnimmt; diese wächst ja mit der Annäherung an den Erd-schwerpunkt nur bis zu jener Tiefe, weil darunter die ihr entgegengerichtete Anziehung der äußeren Schalen überwiegt²⁾. Diese größeren Tiefen kommen hier aber nicht in Betracht. Jedenfalls ist der Druck der Erdkruste schon darüber so gewaltig, daß auch flüssige und gasförmige Massen, wie wir sie an der Erdoberfläche unter Atmosphärendruck kennen, eine größere Starrheit annehmen, als sie die Erdkruste selbst hat. Die Starrheit wächst mindestens bis ca. 1200 km Tiefe³⁾.

Die Laufzeitkurven der Erdbebenwellen, die mehr oder weniger durch das Innere gehen, haben dieses bestätigt; denn die Geschwindigkeit elastischer Wellen wächst mit der Starrheit und die Erdbebenwellen werden wirklich mit der Tiefe schneller. Andererseits nimmt die Geschwindigkeit freilich mit wachsender Dichte ab, die ebenfalls mit der Tiefe zunimmt; das geschieht aber nicht so stark, daß es den Einfluß der zunehmenden Starrheit überwiegt⁴⁾.

Der Grad der Starrheit oder Richtigkeit, also der elastischen Widerstandsfähigkeit der Erde, ist mehrfach bestimmt worden.

¹⁾ Vgl. hierzu A. Born, *Isostasie und Schweremessung*, J. Springer, Berlin 1923, S. 63 ff. Borns Darstellung beruht auf J. Loukaschewitsch, *Le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents*. St. Petersburg 1911.

²⁾ Joh. Koenigsberger nach F. R. Helmert in W. Salomon, *Grundzüge der Geologie*, Stuttgart 1922, Teil I, S. 12. A. Prey in *Einführung in die Geophysik*, J. Springer, Berlin 1922, S. 173.

³⁾ *Zeitschrift für Geophysik*, II, S. 29.

⁴⁾ A. Sieberg, *Geologische Einführung in die Geophysik*, G. Fischer, Jena 1927, S. 296 ff. B. Gutenberg, *Der Aufbau der Erde*, Borntraeger, Berlin 1925, S. 76 ff. und an anderen Stellen. H. Reich in *Gerlands Beiträgen zur Geophysik* XVII, 1927, S. 105.

W. Thomsons „Natural Philosophy“ ist vorangegangen; neuere wichtige Arbeiten rühren namentlich von W. Schweydar¹⁾ her. Die Höhen und die Phasen der Gezeiten, die geringer, bzw. anders sind, als sie sein müßten, wenn die Erde ganz starr wäre und nicht selbst Gezeiten hätte, die sich von denen des Meeres abziehen und sie verringern, die Perioden der Breitenvariationen, die bei einer ganz starren Erde kürzer sein müssen (Eulersche Periode von 305 Tagen), als sie es tatsächlich sind (Chandlersche Periode von 427 Tagen), Lotschwankungen durch die Anziehung von Sonne und Mond, die auch anders sind, als wenn die Erde ganz starr wäre, sowie Änderungen der Schwerkraft durch die Gezeiten der festen Erde — wurden zur Ableitung des Starrheitskoeffizienten benutzt. W. Schweydar gibt jetzt die Starrheit der Erde als ganzes zu $19,8 \cdot 10^{11}$ Dynen an, das ist etwa $2\frac{1}{2}$ mal so groß wie die Starrheit des Stahls, wobei die der obersten Kruste $2,6 \cdot 10^{11}$ Dynen und die der zentralen Teile viel mehr, nämlich $30 \cdot 10^{11}$ Dynen beträgt, und bei sehr raschen Deformationskräften noch größer ist²⁾.

In einem gewissen Gegensatz zu dieser Vorstellung einer mit der Tiefe wachsenden Starrheit stehen die Ergebnisse der Geologie, welche Faltungen und Verbiegungen der Erdkruste und ihrer Gesteine, plutonische und vulkanische Intrusionen oder Ergüsse, ein säkulares Auf- und Absteigen großer Gebiete, kurz eine Deformierbarkeit der Erdrinde und ihrer Unterlage nachweist, welche nicht Starrheit sondern Plastizität bedeutet, also nicht elastische Deformationen, die nach dem Aufhören der wirkenden Kräfte wieder verschwinden, wie beim Gummi, sondern plastische, welche bleiben, wie bei Siegellack, Pech oder Wachs. Die Lösung dieses Widerspruchs ist darin zu sehen, daß die Erde als ganzes und in ihren Teilen — das Meer natürlich ausgenommen — gegenüber rasch wirkenden Kräften starr und nur

¹⁾ Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band IX, Heft 1, 1907. Die Naturwissenschaften 1917, Heft 38. Veröffentlichungen des Geodätischen Instituts, Neue Folge, No. 54, 1912; No. 59, 1914; No. 66, 1916; No. 79, 1919. Veröffentlichungen des Zentralbureau der Internationalen Erdmessung, Neue Folge, No. 38, 1921.

²⁾ So von W. Schweydar zusammengefaßt in „Die Naturwissenschaften“, 1917, Heft 38, Sonderdruck S. 20/21.

elastisch deformierbar ist, doch bei lange dauernden Kräften plastisch und bleibenden Umformungen unterworfen. Ersteres tritt bei den schnellen Erdbebenwellen ein, sowie bei den 12 oder 24 stündigen, halbmonatlichen oder monatlichen Gezeitenperioden, auch noch bei den Schwankungen der Rotationsaxe, welche annähernd in der Jahresperiode die Breitenvariationen bedingen, dagegen das letztere in den langen geologischen Perioden der Epiro- und Orogenese, sowie ihrer Folgen. Und durch die ständig wirkende Rotationskraft hat die Erde ihre abgeplattete Gestalt angenommen, die sie durch Schwerkraft und Zentrifugalkraft bei einem vollkommen flüssigen Zustand ebenso annehmen würde, wie jetzt in ihrer Starrheit¹⁾.

Der oben erwähnte große Druck der Erdkruste wirkt nun teils konstant und von allen Seiten radial gegen das Zentrum hin, teils nur in längerer geologischer Periode und nicht allgemein, auch nicht überall gleich. Auf dem ersteren beruht die mit der Tiefe wachsende Starrheit und auf letzterem und seinen Verschiedenheiten, also auf einem Druckgefälle, periodische Übergänge des starren in den plastischen Zustand, wie wir annehmen müssen. Wir kennen diese aus den Vorgängen der Gebirgsbildung, des Plutonismus, des Vulkanismus und anderen; nur über die Tiefen ihres Auftretens herrscht einige Unsicherheit. Sicher ist, daß sie schon in weit geringerem Abstand von der Erdoberfläche beginnen, als F. R. Helmert und J. F. Hayford die Ausgleichtiefe nach Pratt bestimmt haben (rund 120 km unter dem Meeresniveau) oder auch als W. Heiskanen²⁾ die zum Ausgleich nach Airy erforderlichen Krustendicken annimmt, welche zwischen 30 und 80 km schwanken; sie sind für die verschiedenen Erdräume verschieden, doch meist größer als rund 40 km zu schätzen. Dem gegenüber fand A. Heim³⁾ plastische Umformungen beim Röthikalk in der Tödigruppe schon in 2 bis 2,5 km Tiefe. Auch H. Stilles⁴⁾ Mobilität des Gesteins beginnt nahe der

1) W. Schweydar in Geodät. Institut, Neue Folge, No. 79, Berlin 1919.

2) Schwerkraft und Isostasie, a. a. O., Helsinki 1924, S. 16, auch 77 f. Zeitschrift für Geophysik III, 1927, S. 217.

3) Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878, Band II, S. 97.

4) Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Bornträger, Berlin 1924, S. 34 ff.

Erdoberfläche und H. Jeffreys¹⁾) nimmt aus thermischen Gründen in 30 km Tiefe schon eine Fließzone an. Andere Autoren, z. B. J. Barrell²⁾), denken an größere Tiefen, doch nur für den Hauptsitz der Mobilität, ohne einen früheren Beginn abzulehnen. Jedenfalls gelten die meisten Annahmen und, soweit vorhanden, zahlenmäßige Angaben über die Tiefenlage der plastischen Umformungen oder der Möglichkeiten dazu schon für die Nähe der Erdoberfläche und für erheblich geringere Beträge, als sie die Ausgleichstiefen nach Pratt oder Airy haben.

Man ist davon abgekommen, den Sitz dieser plastischen Deformationen in einer geschlossenen, zähflüssigen Zone zwischen der kalten, oberen Schale und dem heissen, doch ebenfalls starren Erdinnern zu suchen. Man dachte früher gerne an eine mit geschmolzener Lava vergleichbare Magmaschicht, in der die plutonischen Intrusionen und vulkanischen Eruptionen ihren Ursprung nehmen, wohl auch andere Vorgänge, wie z. B. die Unterströmungen O. Ampferers³⁾) bei der Orogenese. Das war im wesentlichen das Sima von Ed. Sueß, in dem die Kontinente nach Airy schwimmen und nach A. Wegener wandern sollen. Andere dachten an eine Auflösung dieser Zone in größere und kleinere Schlieren oder Nester, wie A. Stübels peripherische Vulkanherde, auch an Magmagebiete von kontinentaler Größe⁴⁾). Die Fließbewegungen von B. Gutenberg⁵⁾) und die Asthenosphäre von J. Barrell²⁾) zwischen der Lithosphäre oben und der Centrosphäre darunter gehören ebenfalls hieher, sind nur bestimmter definiert, als sonst. Geophysiker, wie E. Wiechert⁶⁾), gaben die Möglichkeit einer solchen Zone früher zu, doch nicht ohne Bedenken; auch W. Schweydar⁷⁾) vermutete in ihr Gezeitenbewegungen, welche die darüber liegende Erdkruste deformieren könnten.

1) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 18, 1927, S. 28.

2) The Journal of Geology, Chicago, Bd. 22, 1914, besonders 655-683.

3) Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, Wien 1906, Bd. 56, S. 597 ff.

4) K. Sapper, Vulkankunde, Engelhorn, Stuttgart 1927, S. 64.

5) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XVI, 239 ff., 396 ff.; XVIII 281 ff.

6) Göttinger Nachrichten 1907; Deutsche Rundschau 1907, S. 393.

7) Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1907, Band IX, S. 77.

Heute wird man von dieser Vorstellung absehen müssen. Die Bedenken E. Wiecherts, daß die Erdbebenwellen auffallender Weise kein Anzeichen dafür geben, haben sich bestätigt; auch W. Schweydar¹⁾ konnte aus den Deformationen der Erde, die von den Breitenvariationen abhängen, anders als früher aus den Gezeitenbewegungen²⁾, schließen, daß sich eine geschlossene Zone zähflüssigen Magmas unter der Erdrinde nicht befinden kann, insbesondere keine, die mit geschmolzener Lava zu vergleichen wäre. A. E. H. Love³⁾ und J. Joly⁴⁾ kommen zu demselben Ergebnis und halten nur noch größere lavaerfüllte Räume unter der Lithosphäre für möglich. Vor allem ist jene geschlossene Magmazone den Erfahrungen der hochentwickelten Erdbebenforschung gewichen, welche unter Eurasien und Amerika in 50—60 km Tiefe, unter dem atlantischen und arktischen Meer in 20—30 km, unter dem pazifischen schon nahe unter dem Meeresboden einen starren (rigen) Zustand nachweisen, der bei rasch wirkenden Kräften nur elastisch, nicht plastisch, reagiert. Seine Starrheit ist größer, als in der Erdkruste darüber, und ist in den genannten Tiefen sprungweise gesteigert, wie B. Gutenberg⁵⁾ nachweist und mit Tabellen belegt. Für Südeuropa hatte schon vorher St. Mohorovičić⁶⁾ bei nicht ganz 60 km Tiefe die gleiche Unstetigkeitsfläche gefunden, an der die Geschwindigkeit der seismischen Longitudinalwellen von 5,6 auf 7,8 km/sec. springt. Diese Geschwindigkeit entspricht über dieser Fläche der Starrheit des Granit und darunter etwa der des Dunit oder Pyroxenit. Diese Differenz gleicht dem Unterschied zwischen Sial und Sima im Sinne von Ed. Sueß.

Hiernach besteht also dort, wo nach der Hypothese von Airy Sial und Sima an einander grenzen sollen, nicht Plastizität, sondern Starrheit, sowohl über wie unter der Grenztiefe.

¹⁾ Geodätisches Institut, Neue Folge No. 79, Berlin 1919, S. 10.

²⁾ S. o. S. 320, Anm. 7.

³⁾ Monthly Notices of the R. Astr. Soc. Vol. 69. 1909, S. 479.

⁴⁾ The surface-History of the earth, Oxford 1925, S. 58 ff.

⁵⁾ Der Aufbau der Erde, Bornträger, Berlin 1925, S. 117; auch Zeitschrift für Geophysik I, 1924/25, S. 107.

⁶⁾ Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1927, Bd. XVII, S. 180 und früher am gleichen Ort; auch B. Gutenberg in Zeitschrift für Geophysik 1927, III, S. 371 ff.

An der Ausgleichsfläche nach Pratt, wo noch höhere, ständige Drucke herrschen, muß das um so mehr der Fall sein, nur daß hier von einer sprungweisen Steigerung der Starrheit nach unten nichts bekannt ist. Der plastische Zustand, den das Schwimmen der sialischen Kontinente im Sima voraussetzt, ist also weder in einer geschlossenen Zone, noch in Räumen von kontinentaler Größe vorhanden. Das dürfte heute feststehen, wie schon E. Wiechert vermutete, auch wenn die Erfahrungen der Erdbebenforschung im einzelnen noch lückenhaft sind¹⁾. Wie weit dabei der Sprung des Starrheitsgrades an der Grenzfläche mit der Art der Materie oder nur mit Druckdifferenzen zusammenhängt, bleibt noch zu klären. Jedenfalls wird aber der plastische Zustand, wie er zur Mobilisierung jener Tiefen erforderlich ist — bei konstanter Wärme — nicht dauernd vorhanden sein, sondern nur durch Druckveränderungen und ein Druckgefälle eintreten können.

Solche Druckveränderungen sind in verschiedener Weise möglich, z. B. bei regionalen Belastungen der Erdoberfläche durch Sedimente oder durch Eis, bei Entlastungen durch Abtragung von Gebirgen oder durch Schmelzen des Eises, bei Ausdehnung oder Kontraktion erwärmter oder erkalteter Schollen, vor allem bei der Epiro- und Orogenese. Der Gewölbedruck nimmt diese Veränderungen freilich teilweise auf; sie werden dann zur Mobilisierung der äußeren Kruste beitragen können. Wo aber die Bruchfestigkeit der Gesteine überschritten wird, muß ein Niedersinken der neu belasteten Schollen und eine Druckdifferenz in der Tiefe folgen.

J. Barrell²⁾ hat neuerdings den ersten Punkt, die Tragfähigkeit des Gewölbes zu klären gesucht, einmal geologisch aus den Wirkungen neuer Lasten auf die Lage der Erdkruste, und zweitens gravimetrisch aus der Größe der nicht kompensierten Erdräume. Die Ergebnisse sind freilich unbestimmt. Denn wenn J. Barrell annimmt, daß die Erdkruste so mächtige Aufschüttungen, wie Nil- und Niger-Delta, oder die Inlandeismassen Grönlands und der Antarktis trägt, ohne niederzusinken, und daraus ihre

¹⁾ S. o. S. 320, Anm. 6.

²⁾ „The strength of the earth crust“ in acht sich folgenden Arbeiten im *Journal of Geology*, Chicago, Band 22, 1914 und 23, 1915.

Tragfähigkeit berechnet, so fehlt einerseits der Beweis, daß unter jenen Lasten wirklich keine Senkungen erfolgt sind, weil man die Lage beim Beginn ihrer Bildungen nicht kennt, und anderseits fehlen bestimmte Vorstellungen über die Dicke der tragenden Kruste. So bleibt der Tragfähigkeit des Gewölbes nur wenig vorbehalten, wie es den vorher erwähnten Bestimmungen von J. Loukaschewitsch¹⁾ entspricht, und das Ergebnis geht dahin, daß die Druckveränderungen der Oberfläche im wesentlichen von der Tiefe aufgenommen werden. J. Barrells gravimetrische Betrachtungen zeigen das gleiche. Also folgt, daß in und unter der Kruste Übergänge des starr-elastischen Zustands in den plastischen eintreten müssen, doch nur regional, dem regionalen Umfang der Druckänderungen entsprechend, nicht allgemein.

Die Frage, in welchen Tiefen das geschieht, wurde schon oben vom geologischen Standpunkt berührt. Geophysisch schließt Joh. Königsberger²⁾ aus der Druck- und Temperaturzunahme mit der Tiefe, daß die Erdkruste bis gegen 30 km, wo etwa 600° C. herrschen, als ziemlich starr und auch für Kräfte, die einige 100 Millionen Jahre lang wirken, nur durch Bruch der Gesteinsmineralien deformierbar zu betrachten ist. Von 50 km Tiefe könnten die Gesteine der höheren Temperaturen wegen nachgiebig werden und so der Druck nach allen Seiten hin gleich, doch könnten sich auch bei 120 km Tiefe größere Druckunterschiede noch Jahrmillionen halten. Nach der Erdtheorie von A. E. H. Love³⁾ wäre es noch in größeren Tiefen möglich, doch gilt das nur innerhalb seiner Theorie und kommt hier nicht in Betracht. B. Gutenberg⁴⁾ schließt aus der Häufung der Erdbebenherde um 30 km Tiefe, daß dort noch keine erhebliche Plastizität besteht und die wichtigen Versuche von Frank D. Adams⁵⁾ erweisen die Möglichkeit von Hohlräumen und sonstigen Lockerungen, also die Abwesenheit plastischer Vorgänge, bis 20 km Tiefe,

1) S. o. S. 317, Anm. 1.

2) W. Salomon, Grundzüge der Geologie, Stuttgart 1922, S. 8, 12, 18.

3) The gravitational Stability of the Earth. Phil. Transactions of the Royal Society of London, A, Band 207, 1908, S. 171—241.

4) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band 16, 1927, S. 239, 396.

5) Journ. of Geology, Chicago, Bd. 20, 1912, S. 97—118. Vgl. auch v. Wolff, Vulkanismus, Stuttgart, Enke 1914, I, S. 24.

und bei Füllung mit Wasser, Eis oder Dampf noch darüber hinaus, doch andererseits die Möglichkeit plastischer Umformungen schon in geringeren Tiefen, den geologischen Beobachtungen entsprechend. In Summa darf man annehmen, daß von wenigen Kilometer Tiefe unter der Oberfläche abwärts bis zu den Ausgleichstiefen von Pratt und Airy bei Druckänderungen der plastische Zustand aus dem starren hervorgehen kann, je tiefer um so häufiger, doch nicht eintreten muß, sondern daß gleichzeitig auch Dichteunterschiede und Lockerungen bestehen können, je tiefer um so weniger.

Die Art dieser Plastizität ist viel erörtert worden, besonders klärend durch die Experimente von G. Tammann¹⁾. Die Plastizität ist darnach eine Eigenschaft, die allen Kristallen mehr oder weniger zukommt und nicht durch vorhergehende Schmelzung bedingt ist, sondern wesentlich auf Gleitung beruht. Sie wächst bei wechselnder Art der Beanspruchung mit der deformierenden Kraft, zugleich mit steigender Temperatur, um in der Nähe der Schmelztemperatur erhebliche Beträge zu erreichen. Dadurch können Fließbewegungen entstehen und mit der Tiefe zuerst schnell, dann langsamer an Geschwindigkeit wachsen, weil die Temperatur mit der Tiefe zuerst schnell und dann langsamer zunimmt. Bei größeren Druckveränderungen wird eine besondere Beweglichkeit eintreten, und wo dann gleichzeitige Temperaturerhöhungen erfolgen, etwa bei Senkung in wärmere Erdtiefen durch neue Belastung, da wird ein Maximum der Beweglichkeit sein.

Zu solchen bruchlosen Umformungen kommen in den oberen Teilen der Kruste auch bruchbedingte. Sie bestehen in Zertrümmerung und Wiederfestigung, also in einer Pseudoplastizität, und sind von der Geologie in allen Gesteinen bis zu den kristallinen Schiefern nachgewiesen worden, zugleich mit den bruchlosen, wie es A. Heims zweites und drittes Gesetz im Mechanismus der Gebirgsbildung²⁾ klassisch dargestellt hat. Auch in den jüngsten Erstarrungsprodukten der Erdrinde, in den Gletschern und polaren Inlandeismassen, sind beide Arten der Plastizität bei

¹⁾ Kristallisieren und Schmelzen, Joh. Ambr. Barth, Leipzig 1903, z. B. S. 180, 183. „Aggregatzustände“, II. Auflage, L. Vofß, Leipzig 1923.

²⁾ II. Band, Basel 1878, S. 5 ff., auch L. Kober, Der Bau der Erde, II. Auflage, Bornträger, Berlin 1928, S. 80.

den Fließerscheinungen und sonstigen innern Deformationen zugleich beteiligt. Ich habe früher darauf hingewiesen, daß in dieser wie in mancher andern Hinsicht große Ähnlichkeiten zwischen dem Inlandeise und den Gneißmassen Grönlands bestehen¹⁾. Plötzliche Beanspruchungen führen zum Bruch, langsam ansteigende zur bruchlosen Deformation, auch wenn sie die Bruchfestigkeit nicht überschreiten. Je größer diese ist, desto schwerer tritt auch die bruchlose Umformung ein²⁾. Nach den Experimenten von Frank D. Adams³⁾ können beide nebeneinander erscheinen, schon nahe der Erdoberfläche, wie noch in den Ausgleichstiefen von Pratt und Airy. Die bruchbedingten Umformungen werden oberhalb etwa 30 km Tiefe und die bruchlosen darunter, also schon um die erwähnten (S. 321) Sprungflächen im Elastizitätskoeffizienten überwiegen. Beide gehen aus dem starren Zustand hervor, der mit der Tiefe zunimmt und wachsen selbst mit der Tiefe. Es bestehen aber keine geschlossenen oder aufgelösten, dauernd plastischen Fließzonen, wohl aber die Möglichkeiten zu ihrer Bildung, wo Druckveränderungen den starr-elastischen Dauerzustand in den plastischen ändern.

Wo die Drucke sich ausgleichen, also unter den Ausgleichsflächen, sei es daß man diese nach Airy oder erst tiefer nach Pratt annimmt, werden die plastischen Zustände allmählich verschwinden und ganz dem starr-elastischen weichen. Auch G. Tammanns Experimente⁴⁾ lassen das annehmen, da eine bestimmte Art der Beanspruchung, wie wachsender Druck, durch Homogenisierung des inneren Kraftfeldes die Festigkeit steigert und die Fließfähigkeit mindert, während die wachsende Temperatur die letztere steigert. Da die Temperatur nun mit der Tiefe zuerst schnell und dann langsamer zunimmt, doch der Druck konstant, kommt eine Zone, wo der festigende Einfluß des Drucks den lockernden der Temperatur überwiegt. In ihr wird man die untere Grenze des plastischen Fließens bei äußeren Druckänderungen

¹⁾ E. v. Drygalski in Grönlandexpedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde, Band I, Berlin 1897, S. 537. Auch Deutsche Südpolar-Expedition, Georg Reimer, Berlin, Band I, S. 552, 638 ff., 694.

²⁾ F. v. Wolff, Vulkanismus, I, S. 21.

³⁾ S. o. S. 323, Anm. 5.

⁴⁾ Lehrbuch der Metallographie, Leopold Voß, Leipzig 1923, S. 92 ff.

und die obere eines starrelastischen Dauerzustands annehmen müssen. Erst tiefer als rund 1200 km, wo die Drucke von neuem abnehmen (S. 317), könnte es wieder zur Entstehung plastischer Zustände kommen, wenn die Temperatur weiter steigt. Doch davon wissen wir nichts bestimmtes; auch ist es für die Frage nach den Zuständen um die Ausgleichsflächen ohne Belang.

Bei diesen Zuständen wird kein dauerndes Schwimmen der Kontinente im Magma, sondern höchstens ein subkrustales Fließen eintreten können, und das nur in den Räumen, wo durch Druckveränderungen auf oder in der Kruste Plastizität in der Tiefe entsteht. Einen allgemeinen oder auch nur kontinentalen Umfang haben solche Bewegungen zweifellos nicht. Es sind also Fließerscheinungen, wie sie von B. Gutenberg¹⁾, F. Kossmat²⁾, O. Ampferer³⁾, J. Barrell⁴⁾ in seiner Asthenosphäre und anderen geschildert sind, auch mit aktiven Einwirkungen auf die Orogenese. Wir kommen damit also nicht zu der Vorstellung von Airy, sondern eher zu der von Pratt; denn die Kruste und ihre Unterlage bilden ein zusammenhängendes starres System, in dem bis zur Ausgleichstiefe auch Dichteunterschiede bestehen und aus Druckveränderungen Plastizität und Fließbewegungen erfolgen. Über den Umfang dieser und ihre aktive Einwirkung auf die Orogenese gehen die Ansichten noch auseinander, doch nur graduell. Denn während F. Kossmat²⁾, O. Ampferer³⁾, J. Barrell⁴⁾ und andere dabei an umfangreichere subkrustale Bewegungen und Wirkungen denken, spricht L. Kober⁵⁾ von einem Druckausgleich durch Assimilation nur an Ort und Stelle, und T. C. Chamberlin⁶⁾ von einem „planetesimal growth“ der Kontinente, wonach diese nicht aus einem magmatischen Zustand entstanden seien — ihrer bestehenden Dichteunterschiede wegen —, sondern aus einer starren und immer starrer werdenden Kruste, in der nur noch

1) S. o. S. 320, Anm. 5.

2) Die mediterranen Kettengebirge in ihren Beziehungen zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, math.-phys. Klasse, Nr. II, Leipzig 1921, S. 40, auch 45 ff.

3) Jahrb. der geol. Reichsanstalt, Wien 1906, Bd. 56, S. 597 ff.

4) S. o. S. 320, Anm. 2.

5) Der Bau der Erde, II. Auflage, Bornträger, Berlin 1928, S. 399.

6) The Journal of Geology, Chicago 1926, Bd. 34.

ein Druckausgleich durch eine dem Gletscherströmen vergleichbare „idiomolecular reorganization“ erfolgt; hierbei ist allerdings weniger an plastische, wie an elastische Bewegungen gedacht worden. Jedenfalls ist die subkrustale Bewegung nur eine sekundäre und regionale, die innerhalb der starren Kruste zwischen der Ausgleichstiefe und der Nähe der Oberfläche bei Druckveränderungen und Druckgefällen entsteht.

Die isostatische Lage der Erdkruste bleibt dabei gewahrt, nur daß sie nach Störungen nicht durch ein Auf- oder Nieder-tauchen im Magma, sondern durch regionale Überführungen des starren Zustandes in den plastischen wieder hergestellt wird, soweit die Bruchfestigkeit der Kruste jenen Störungen nicht gewachsen ist. Nur die Ausgleichstiefe verliert an Bedeutung, soweit sie nicht schon früher auch geodätisch aus ihrem einst durch F. R. Helmert und J. F. Hayford bestimmten, für die ganze Erde geltenden Werte in regional recht verschiedene Beträge aufgelöst war. Jedenfalls kann der Druckausgleich durch Entstehung plastischer Zustände schon in der Nähe der Erdoberfläche und noch in erheblicher Tiefe, bis gegen die Ausgleichsfläche von Pratt hin, erfolgen, nur nicht im Sinne von Airy. Also hat die Ausgleichstiefe keine mechanische und allgemeine, sondern nur eine geodätische und regionale Bedeutung.

Die Anwendungen, welche man aus diesen Grundlagen der Isostasie für geologische Vorgänge machen kann, fallen naturgemäß anders aus als bisher, wo sie meist auf der Hypothese von Airy aufgebaut waren. So wurde schon erwähnt, daß die Vorstellung A. Wegeners¹⁾ über die Bewegungen der Kontinente mit den isostatischen Grundlagen nicht vereinbar ist; denn man müßte dazu Druckänderungen auf oder in der Kruste von kontinentaler Größe voraussetzen, was weder durch die Erfahrungen der Epiro- oder Orogenese, noch bei Abtragung oder Sedimentation, noch beim Entstehen und Vergehen der Eiszeit bestätigt wird. In allen diesen Fällen handelt es sich ja um Druckänderungen von weit kleinerem als kontinentalem Ausmaß, also auch um kleinere plastische Räume, als kontinentale Verschiebungen sie voraussetzen würden. Auch müßte man annehmen, daß die Plastizität

¹⁾ Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Fr. Vieweg, Braunschweig 1922.

nicht nur unter einem Kontinent, sondern unter mehreren gleichzeitig entsteht, was noch schwieriger ist. Es gibt eben keine allgemeine plastische Grundlage für das Schwimmen der Kontinente, und damit fallen auch die Kräfte fort, mit denen man bisher Verschiebungen der Kontinente zu begründen versucht hat, also die Polflucht und die Westtrift, weil sie auch plastische Zonen von mindestens kontinentaler Größe zur Voraussetzung haben. Diese Einwände gegen A. Wegeners Theorie darf ich mit meinen anderen früher dagegen vorgebrachten vereinigen¹⁾.

Dagegen dürften sich die hier entwickelten Grundlagen der Isostasie recht gut mit den heutigen Vorstellungen über Epiro- und Orogenese vereinigen lassen, wie sie besonders H. Stille²⁾ entwickelt hat. Denn Oberflächenbelastung und vor allem die Einbiegung zu Geosynklinalen „mobilisieren das Magma“, bilden also plastische Räume, auch F. Kossmats³⁾ „Erweichungsgürtel“, aus denen die Orogenese entsteht und zur weiteren Mobilisierung mit beiträgt. Darnach wechseln dann die Undationen, das sind Faltenwürfe größter Spannweite, in den Perioden der Evolution oder Epirogenese mit den Undulationen, also Faltungen, in den Zeiten der Revolution oder Orogenese. In jenen werden die subkrustalen Schichten durch Druckveränderungen mobilisiert und in diesen die neuen Oberflächen geschaffen und zugleich stabilisiert; dabei wirken die unten erregten vulkanischen Massen mit, indem sie in Ausnutzung des subkrustalen Gefälles die Erdkruste in den Hohlräumen und Lockerungen durchdringen, die bei den Revolutionen entstanden. Diese Entwicklung erfolgt gleichzeitig auf der ganzen Erde, doch räumlich nur regional, und nicht allgemein oder geschlossen; sie entspringt einem differenzierten Druck in der Tiefe, der für die dabei entstehenden plastischen Massen zugleich das subkrustale Gefälle ergibt.

Die Einleitung dieser Entwicklung möchte ich mit H. Stille vor allem dem tangentialen Druck in der Erdrinde zuschreiben, wie er aus thermischen Veränderungen entsteht.

¹⁾ E. v. Drygalski, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Geogr. Anzeiger, 24. Band, Gotha 1923, S. 145 ff.

²⁾ H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Bornträger, Berlin 1924.

³⁾ a. a. O. (siehe Anmerkung 2, S. 326) S. 40.

Denn damit werden auch Druckveränderungen in der Kruste und isostatische Ausgleichsvorgänge ins Leben gerufen; das sind sekundäre Erscheinungen der Orogenese, die ihre Entwicklung dann mit beeinflussen können. Rein isostatische Ausgleichsvorgänge, d. h. ohne Anregung und Gestaltung durch die Orogenese, wie sie etwa aus oberflächlichen Be- und Entlastungen der Kruste entstehen können, sind weniger ausgedehnt und nicht allgemein genug, um die planetarischen Entwicklungen der Undationen und Undulationen begründen zu können. Hiermit ist die Orogenese wieder mehr in den Bereich der Kontraktionserscheinungen gerückt¹⁾, wie es früher der Fall war, doch nicht im Sinne von Ed. Sueß durch Bruch und Verwerfung, sondern durch die Einbiegung von Geosynklinalen bei Epirogenese und durch ihre thermischen und mechanischen Folgen. Wie weit das mobilisierte Magma dann auch aktiv bei der Gebirgsbildung mitwirkt, wie es mit gewichtigen Gründen angenommen wird²⁾, kann hier unerörtert bleiben. Die Schwereanomalien aber, von denen ich ausging, zeigen uns die nicht kompensierten Gebiete, wo solche Kräfte, welche Isostasie anstreben, vorhanden sind.

Es bleibt nun zu prüfen, wie weit auch rein isostatische Ausgleichsvorgänge die Bewegungen der Lithosphäre zu erklären vermögen, also außerhalb ihrer sekundären Mitwirkung bei der Orogenese. Diese Frage ist neuerdings vor allem durch A. Born³⁾ behandelt worden, der dabei auch frühere Ergebnisse der Geologie zusammengefaßt hat. Es handelt sich um zwei Gruppen von isostatischen Vorgängen, nämlich solche bei der Gebirgsbildung und bei Druckänderungen durch exogene Kräfte.

Die Gebirgsbildung bewirkt eine Häufung leichteren sialischen Materials in den obersten Krustenzonen, welche plastische Bewegungen in den tieferen auslöst. An dem subkrustalen Gefälle für diese kann es bei der Entstehung der Gebirge nicht fehlen. Auch H. Jeffreys⁴⁾ schreibt diesem Vorgang erhebliche Bedeutung

¹⁾ Vgl. auch L. Kober, *Der Bau der Erde*, II. Auflage, Bornträger, Berlin 1928, S. 453.

²⁾ Vgl. z. B. O. Erdmannsdörffer, *Grundlagen der Petrographie*, 1924, S. 40 f.

³⁾ *Isostasie und Schweremessung*, Julius Springer, Berlin 1923.

⁴⁾ *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. 18, S. 1—29.

zu. Die oben gehäuften Massen werden niedersinken und schwerere unten verdrängen, sodaß ein Schweredefizit in der Tiefe entsteht, wie es unter Faltengebirgen zu beobachten ist.

Hierzu hat F. Kossmat in seiner mehrfach zitierten Arbeit die Ergänzung gegeben, daß die sinkenden Gebirge auch ihre Vorländer mit herabziehen, da diese mit ihnen starr elastisch verbunden seien, z. B. die Randsenken nördlich von den Alpen oder in der Gangesfurche südlich vom Himalaya, die pazifischen Tiefseegräben, kurz die Saumtiefen H. Stilles. Ein Schweredefizit in diesen Vorländern soll seine Hypothese beweisen. Denn wenn die Vorländer tatsächlich durch die nahen Gebirge mit herabgedrückt sind, haben sie in der Tiefe schwerere Massen verdrängt, ohne oben einen Ausgleich durch Häufung sialischen Materials erhalten zu haben, wie die Gebirge selbst. Jene müssen deshalb eine negative Anomalie haben und damit ein Schweredefizit anzeigen, während das Defizit unter dem nahen Gebirge durch die Häufung oben ganz oder teilweise ausgeglichen wird. Der Gebirgsraum der Alpen bedeutet deshalb in Summa sogar eine positive Anomalie von $+0.073$ cm nach F. Kossmat¹⁾, weil der Zuwachs oben den Defekt in der Tiefe überwiegt. Im Vorland fehlt dieser Zuwachs und der Defekt allein besteht, also sei dieses passiv niedergedrückt.

Zum Beweis dieses Defizits stützt sich F. Kossmat neuerdings²⁾ auf die Karte W. Heiskanens³⁾, doch ist derselben in Wirklichkeit nicht zu entnehmen, daß ein Schweredefizit unter der Randsenke der Alpen besteht. Denn von den auf ihr vermerkten negativen Anomalien gehören drei, nämlich -2 , -7 , -14 in Einheiten der dritten Dezimale, also in tausendstel Zentimeter Schwerkraft, noch zum Gebirge selbst und beweisen nur das Defizit, das unter diesem besteht. Allein die vierte in dem nicht beweiskräftigen Betrage von $-0,001$ cm liegt im Vorland. Allerdings ist W. Heiskanens Karte in dieser Hinsicht nicht sehr klar, doch seine Tabellen (a. a. O. S. 56/57) zeigen um so bestimmter, daß die Randsenke der Alpen tatsächlich kein Schwere-

1) F. Kossmat a. a. O. (Anm. 2, S. 326), S. 20. Vgl. auch E. A. Ansel in Gutenbergs Lehrbuch der Geophysik.

2) Berichte der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, math.-phys. Klasse, Bd. 78, 1926. S. 15.

3) a. a. O. S. o. S. 315, Anm. 3.

defizit hat. Hierin stimmt die von ihm für sechs Orte isostatisch ausgeführter Reduktionen gut überein. Reduktionen nach Bouguer oder nur für Höhenlage und Gelände geben im Vorland ein falsches Bild, da sie wegen der Nähe des Gebirges zu kleine Schwerewerte, also auch zu kleine Anomalien $\Delta''g$, Δg und $\Delta'g$ ergeben und damit ein Defizit vortäuschen. Man sieht das schon daran, daß das scheinbare Defizit des Vorlands mit der Entfernung vom Gebirge abnimmt. Nach allem liegt kein gravimetrischer Grund dafür vor, daß das nördliche Vorland der Alpen passiv niedergedrückt ist.

Ob die Verhältnisse in den Vorländern oder Saumtiefen anderer Gebirge, auch in den pazifischen Tiefseeegräben, ebenso liegen, wird sich bei den letztern durch weitere Messungen und bei allen erst durch isostatische Reduktionen entscheiden lassen, die noch nicht vorliegen. Die andern Reduktionen, wie sie z. B. A. Born¹⁾ in diesen Fragen verwendet, reichen dafür nicht aus, weil bei ihnen nahe gelegene, über die Stationen des Vorlands aufragende Gebirge die gemessenen Schwerewerte und damit auch die Anomalien zu klein erscheinen lassen. Nur die isostatische Reduktion schaltet jene Einflüsse genügend aus und läßt die unter dem Vorland selbst befindlichen Störungen erkennen, wie W. Heiskanens mühevollen Arbeit zeigt. Ob übrigens die Saumtiefen herabgebogen sind, wie H. Stille²⁾ nachweist, oder herabgebrochen, wie man früher annahm, wird durch gravimetrische Ergebnisse nicht entscheidend berührt, weil die Schwereanomalien in beiden Fällen die gleichen und gleich begründet sein können. Nach allem darf man nur aus dem Schwereüberschuß des Raumes der Alpen als ganzes schließen, daß sie nach ihrer Bildung isostatisch niedersanken und daß dieser Vorgang noch anhält. Denn der Defekt, der unter ihnen entstehen müßte, ist noch nicht voll entwickelt, es sei denn, daß die Häufung sialischen Materials, die das Gebirge darstellt, vom Gewölbedruck getragen werden kann oder daß sie in der Tiefe von schwereren Massen durchdrungen ist.

Geringer als der Einfluß der Orogenese auf die Gleich-

¹⁾ Isostasie und Schweremessung, a. a. O., S. 80/81.

²⁾ Nachrichten kgl. Ges. d. Wissenschaften Göttingen, Math.-physik. Klasse 1918, S. 362–393. Auch Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Bornträger, Berlin 1914, S. 383 ff.

gewichtslage der Erdkruste ist der von Abtragung und Sedimentation. Denn bei beiden hat das Material, welches fortgenommen oder aufgetragen wird und damit zu Druckänderungen führt, eine geringere Dichte als die Falten und Decken der Gebirge, ist also leichter, natürlich auch weniger mächtig und weniger ausgedehnt, als die Gebirge, da es nur aus Teilen von ihnen besteht. Andererseits werden aber isostatische Vorgänge bei Abtragung und Sedimentation reiner in Erscheinung treten, als bei der Gebirgsbildung, weil sie bei dieser nur sekundär und mit den sonstigen Kräften der Orogenese verbunden sind. Nur thermische Kräfte werden immer gleichzeitig mit den isostatischen wirken, weil die Geoisothermen sich auch bei der Abtragung senken und bei der Sedimentation heben, was nicht unwesentlich ist. Ich komme hierauf zurück.

Die Beträge von Senkungen nach Neubelastung der Erdkruste durch Sedimente sind verschieden bewertet worden. T. C. Chamberlin¹⁾ schätzt sie hoch ein; denn wenn er folgert, daß die Erdkruste mit ihren Kontinenten und Ozeanen besonders starr verankert sein müsse, um die Neulast von Sedimenten tragen zu können, so ist das eine hohe Schätzung oder Überschätzung zu nennen. Quantitative Bewertungen werden dazu nicht gegeben oder doch nur in den Grundlagen angedeutet. Direkter sucht J. Barrell²⁾ isostatische Vorgänge, die in Zusammenhang mit der Sedimentation stehen, zu erfassen, kommt aber auch nicht zu bestimmten Ergebnissen, wie ich erwähnt habe. Dasselbe gilt von A. Born³⁾, der nur sehr anschaulich die rhytmischen Vorgänge schildert, die dann entstehen, wenn die Erdkruste den äußeren Belastungen nicht sogleich nachgibt, sondern immer erst, wenn die Bruchfestigkeit überwunden ist. Erst hiernach könnten isostatische Senkungen eintreten, dann neue Sedimentation bis zum Eintritt der neuen Senkung u. s. w. Dieser Rhythmus wird von A. Born durch geologische Beispiele belegt, doch bleibt bei allen die Unsicherheit, ob nicht die der Sedimentation folgende Hebung der Geoisothermen eine stätige Mobilisierung der tieferen Lagen bewirken wird, und nicht eine rhytmische, ähnlich wie

¹⁾ Journal of Geology, Chikago, Band 34, 1926.

²⁾ S. o. S. 322, Anm. 2.

³⁾ a. a. O. S. 116 ff.

bei der Orogenese. Unsicher ist auch, ob und wann Bruch und Senkung eintreten, da man die Lage der Kruste am Anfang der Sedimentation nicht kennt. Schließlich können isostatische Rindenbewegungen immer leicht von orogenetischen und auch von der Wirkung klimatischer Vorgänge überlagert und verdeckt sein, wie A. Born selbst hervorhebt.

Bestimmter lauten die Schlüsse über isostatische Neueinstellungen der Erdrinde bei jenen äußeren Be- und Entlastungen, die im Zusammenhang mit der Eiszeit stehen. Da es auffällig ist, daß alle früher vereisten Gebiete bedeutende Bodenbewegungen in oder nach der letzten Eiszeit gehabt haben und teilweise noch haben, lag es nahe, sie mit dem Druck der Eismassen in Beziehung zu setzen. Dieses ist vor langer Zeit durch T. F. Jamieson¹⁾ geschehen und neuerdings theoretisch durch M. P. Rudzki²⁾, der die Beträge abschätzte, um die sich eine sehr starre, elastische Erdrinde einerseits und eine vollkommen plastische andererseits unter dem Druck von großen Eismassen deformieren würde. Für den letzteren Fall wurde eine „vollkommene Isostasie“ der Erdkruste von ihm vorausgesetzt, doch keineswegs bewiesen, was später mehrfach übersehen ist.

Diese Voraussetzung ist wichtig, da sie die Frage, ob die Erdrinde einem äußeren Druck und seinen Verschiedenheiten, etwa wechselnden Eisdicken, mit jeder Stelle, beziehungsweise mit kleinen Räumen folgte, oder nur mit geschlossenen größeren Schollen, im erstern Sinne vorwegnimmt. Sie bedeutet also die Möglichkeit von Verbiegungen der Erdrinde und nicht das Sinken und Heben geschlossener Klötze. Bei der Orogenese kennt man solche Verbiegungen, desgleichen in Zusammenhang mit der Sedimentation, doch faßt man die betreffenden Räume dann als mobilisiert auf. In diesem Falle sind auch isostatische Verbiegungen denkbar. Das Eis erscheint aber als eine fremde, kalte Last und senkt die Geoisothermen³⁾, anstatt sie, wie es bei Sedimentationen der Fall ist, zu heben. Damit ist die Möglichkeit von Mobilisierungen und Verbiegungen zum mindesten beschränkt.

¹⁾ Quart. Journ. Band 21, London 1865.

²⁾ Zeitschrift für Gletscherkunde, I. Band, 1906, S. 182.

³⁾ E. v. Drygalski in Verhandl. des Berliner Geographentages, Dietrich Reiner, Berlin 1889, S. 162.

Wir wissen aus den Schweremessungen, daß sich die Erdkruste tatsächlich nur mit größeren Schollen isostatisch einstellt und nicht im einzelnen verbiegt. F. R. Helmert¹⁾ schätzt die linearen Dimensionen dieser Schollen auf einige hundert Kilometer. Innerhalb derselben sind die Verschiedenheiten der orographischen Gestaltung, Gesteinsdichte, Bruchflächen, Verwerfungen, Grabenbildungen u. a. nicht kompensiert; die Rinde ist also nicht isostatisch verbogen. Das gleiche betont A. Prey²⁾, besonders wenn man die Isostasie nach Airy auffaßt. Entsprechend zeigen die isostatischen Reduktionen der Schweremessungen durch J. F. Hayford und W. Bowie keinen Unterschied, ob die Kompensation rein lokal oder innerhalb 60 km Radius regional gedacht wird³⁾, und wie die geologischen Argumente von J. Barrell⁴⁾ und T. C. Chamberlin⁵⁾ gegen Verbiegungen sprechen, geht aus dem früher gesagten hervor (S. 332). Schließlich kann man darauf hinweisen, daß Zeugen oder Inselberge ihre Unterlage nicht eindrücken, obgleich diese stärker belastet ist als in der Umgebung, wo die den Zeugen entsprechenden Schichten fortgeschafft sind. Also darf man aussprechen, daß rein isostatische Verbiegungen bisher nicht bekannt und daß sie unter dem Druck von kalten Eismassen noch besonders erschwert sind. Wo die Rinde von Bruchflächen durchsetzt oder sonstwie gelockert ist, wird sie bei Neubelastung auch rein örtlich einsinken, wie es z. B. bei Einsturzbeben geschieht, doch hat das mit der lokalen isostatischen Einstellung wenig zu tun.

Bei den geologischen Anwendungen isostatischer Vorstellungen ist dieser Tatsache meistens Rechnung getragen, denn F. Koßmats⁶⁾ Dichtesyn- und -antiklinalen, worunter er mit den Gebirgsketten verbundene Zonen von Schweredefekten oder Überschüssen, also von gleicher Kompensationsart versteht, hier im Zusammenhang mit der Orogenese, seine Rand- und Innensenken, oder W. Deekes⁷⁾ Parallelisierung deutscher und italienischer

1) Sitzungsberichte der Preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Klasse, 1912, S. 308, Encyklopädie der math. Wiss. VI. 1. B., S. 145, 155.

2) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band 18, S. 185 ff.

3) Vgl. hiezu W. Heiskanen a. a. O. (Anmerkung 3, S. 315), S. 14.

4) Journ. of Geology, Chicago, Bd. 22, 1914, S. 39 ff.

5) Ebenda, Bd. 34, 1926, S. 1—28. 6) a. a. O. (Anm. 2, S. 326) S. 11.

7) Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie, Beilageband 22 und Festband 1907, S. 129—158.

Räume von bestimmter geologischer Struktur mit solchen von bestimmter Schwereanomalie setzt die mehr oder weniger isostatische Einstellung recht ausgedehnter Gebiete voraus. Die Schweizer Alpen will R. Schwinner¹⁾ freilich schon in etwa ein Dutzend tektonische Schollen zerlegen, um ihre Kompensation zu untersuchen, doch meint er augenscheinlich, daß die isostatischen Einheiten dort besonders klein und außerhalb des Faltengebirges größer sind. Es wird also von der Annahme örtlicher Kompensationen und damit isostatischer Einstellungen kleiner Gebiete, die als Verbiegungen auftreten, durchweg abgesehen.

Nur im Zusammenhang mit Druckänderungen durch Eislast werden isostatische Verbiegungen für möglich gehalten, z. B. von A. Born²⁾, entgegen seinen sonstigen Ansichten, daß die isostatische Einstellung und die ihr zustrebenden Bewegungen regionale Ausdehnung haben. Denn er nimmt für Eiszeitgebiete „eine gewisse selbständige Reaktionsfähigkeit relativ kleiner Teile“ an, übersieht aber, daß dieses, z. B. bei M. P. Rudzki, nur Voraussetzung und nicht Ergebnis ist. Freilich hat die skandinavische Glacialgeologie³⁾ nachgewiesen, daß beim Abschmelzen des Eises die zuerst entlasteten Außenteile früher aufstiegen als das noch belastete Zentrum, und daß Hebungswellen zentripetal nach Innen wandern, doch sie hat das zunächst nicht als isostatischen Vorgang betrachtet. Zu dieser Annahme kam man erst später und folgerte dann aus einem angeblich isostatischen Niedersinken ver-eister Länder und ihrem Wiederaufstieg nach dem Schwinden des Eises noch umfangreiche subkrustale Massenbewegungen, welche auch wieder aktiv neue Hebungen und Senkungen bedingen sollten. Das war ein Kreisschluß, dem die exakte Grundlage fehlt.

Am weitesten in solchen Anwendungen gehen F. Nansen⁴⁾

¹⁾ Zeitschrift für Geophysik II, 1926, S. 128.

²⁾ Isostasie und Schweremessung, S. 112.

³⁾ G. de Geer, Geol. För. Förh. Stockholm 1888, S. 367; Proc. Boston Soc. Nat. History, XXV, 1892, S. 454. Rolf Witting, Fennia, Bd. 39, Nr. 5, S. 274, Helsingfors 1918. A. G. Högbom, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI, S. 172. Auch Handbuch der regionalen Geologie, Fennoskandia, Bd. 4, Abt. 3, 1913. Auch in W. Salomon, Grundzüge der Geologie, Stuttgart 1922, S. 181 ff.

⁴⁾ The earth's crust, its surface forms, and isostatic adjustment, Oslo 1928, S. 51 ff.

und A. Penck¹⁾, indem sie die Krustenbewegungen Skandinaviens, und in anderen Arbeiten auch die der Alpen, isostatisch zu begründen suchten, doch haben ihre Rechnungen keine Beweiskraft; dafür sind schon die Prämissen zu unsicher gefaßt. Es wird z.B. von A. Penck angenommen: das Areal der letzten skandinavischen Vereisung zu 3,3 Million qkm, ihre mittlere Dicke zu 1000 m, also der Kubikinhalt zu 3,3 Million cbkm. Wenn diese Masse die Kruste eindrückt, sollen etwa $\frac{1}{3}$ ihres Kubikinhalts in der Tiefe fortgepreßt werden, was einer Magma- oder Sima-Dichte von etwas unter 3,0 und einer Eisdichte von etwas über 0,9 entsprechen würde. Tatsächlich wird man aber die Simadichte, sowohl des Materials wie des Tiefendrucks wegen, mindestens zu 3,2 ansetzen müssen²⁾ und die Eisdichte des Luftgehalts wegen höchstens zu 0,84. Denn H. Thorade³⁾ gibt die Eintauchtiefe von Eisbergen zu $\frac{3}{4}$ bis $\frac{7}{8}$ an und ich⁴⁾ fand sie direkt vor der Mauer des antarktischen Inlandeises zu $\frac{4}{5}$ bis $\frac{5}{6}$ im dortigen Meerwasser, woraus man die Dichte 0,84 ableiten kann. Nach diesen veränderten, doch den Tatsachen besser entsprechenden Prämissen, würden die unter der skandinavischen Vereisung fortgepreßten Massen nur 825 000 cbkm, gegen 1,1 Million bei A. Penck, betragen, also nicht 159 cbkm, sondern nur 120 durch jeden Kilometer des Eisrandes.

Ferner berechnet A. Penck eine Rückwanderung des Sima beim Schwinden des Eises aus der darnach festgestellten Aufwölbung Skandinaviens zu 49 cbkm für jeden Kilometer Eisrand, also bisher 110 cbkm weniger, als fortgepreßt wurden. Er erklärt diese große Differenz einmal dadurch, daß noch nicht alles Sima zurückgekehrt sei, weil sich Skandinavien heute weiter aufwölbt und noch dauernd subkrustale Masse empfängt. Zweitens seien jene 49 cbkm zu klein angenommen, also die Differenz zwischen Fort- und Rückwanderung zu groß, und schließlich sei tatsäch-

¹⁾ Sitzungsberichte der Preuß. Ak. der Wiss., Phys.-math. Klasse, 1922, S. 305.

²⁾ A. Sieberg, Geologische Einführung in die Geophysik, G. Fischer, Jena 1927, S. 61; M. P. Rudzki, Physik der Erde, Leipzig 1911, S. 99; B. Gutenberg, Der Aufbau der Erde, Borntraeger, Berlin 1925, S. 117.

³⁾ Müller-Pouillet, 11. Aufl., Bd. V, 1, S. 318.

⁴⁾ „Deutsche Südpolar-Expedition“, Band I, Tafel 15, auch S. 510 f., 529.

lich schon weit mehr Masse zurückgekehrt. Dieses letztere wird damit begründet, daß beim Abschmelzen des Eises eine allgemeine Senkung des Landes eintreten müsse, infolge allgemeiner Hebung des Meeresspiegels durch Wasserzuwachs. Deshalb werde die gleichzeitige Aufwölbung des Landes zu klein gesehen, angeblich um 40 m. Außerdem sehe man die postglaciale Aufwölbung schon deshalb zu klein an, weil das Land tiefer herabgedrückt gewesen sei, als man aus den höchsten alten Meeresspuren erkennt; denn diese seien entstanden, während die nördlichen Gebiete Skandinaviens noch nicht eisfrei waren, also Meeresspuren nicht annehmen konnten. Deshalb sei die glaciale Senkung und postglaciale Hebung im Norden um 180 m größer gewesen, als die alten Strandlinien und Terrassen des Südens zeigen, den größeren Eisdicken des Nordens entsprechend. Aus diesen 180 m und den obigen 40 m wird abgeleitet, daß der mittlere Aufstieg des Landes mit dem Schwinden des Eises nicht 120 m, sondern 212 m betragen hat und entsprechend die bisherige subkrustale Rückwanderung nicht 293900 cbkm (49 cbkm pro km Eisrand), sondern 693000 cbkm. Diese Zahl käme der früheren Auspressung von 1,1 Mill. cbkm näher, so daß nur noch etwa $\frac{1}{3}$ fehlte, das nun allmählich zurückkäme und die noch anhaltende Hebung bewirkte.

Auch diese Schlüsse sind unzulänglich, schon abgesehen davon, daß A. Pencks Prämissen selbst die Rückwanderung nicht zu 693000 cbkm, sondern zu 645000 cbkm ergeben würden, also weniger. Wichtiger ist, daß der Betrag von 40 m für die allgemeine Hebung des Meeresspiegels nicht zutrifft, weil die Attraktion des Eises nicht berücksichtigt ist. Man kommt höchstens auf den halben Betrag, etwa 20 m, wobei gleichzeitige Schmelzvorgänge in der Antarktis berücksichtigt sind¹⁾. Somit würde noch nicht die Hälfte des Materials zurückgekehrt sein, welches A. Penck ausgepreßt denkt, und rund $\frac{5}{8}$, wenn man dafür meine auf bestimmteren Grundlagen beruhende Schätzung von 825000 cbkm zu Grunde legt. Und dieses außerdem nur, wenn Skandinavien durch verschiedene Eisdicken verschieden tief herabgedrückt, also stark verbogen war, und im Maximum um 180 m mehr, als die

¹⁾ E. v. Drygalski, Die Geoiddeformationen zur Eiszeit in Zeitschrift d. Ges. für Erdkunde, Berlin 1888.

alten Meeresspuren erkennen lassen. Auch dafür fehlt der Beweis, wie es überhaupt an der Möglichkeit fehlt, die lastenden Eisdicken mit den differenzierten Senkungen des Landes zu parallelisieren, da die ersteren unsicher und die letzteren unbekannt sind, sich auch gar nicht schätzen lassen.

Aus obigem geht hervor, wie unsicher die Grundlagen sind, aus denen A. Penck die isostatische Erklärung der glacialen und portglazialen Bodenbewegungen Skandinaviens folgert. Nur mit starkem Zwang und mit konstruierten Schiebungen subkrustaler Massen innerhalb weiter Grenzen ließ sich sein Ergebnis erzielen, doch kein annehmbarer Beweis. Diese Konstruktionen müssen noch willkürlicher werden, wenn man die alternierenden skandinavischen Bewegungen der Yoldia, Ancylus und Litorinazeit erklären wollte, die noch gar nicht bedacht sind. Das gleiche wäre von den Ausführungen F. Nansens zu sagen, der die Begründung weniger durch Rechnungen als durch Überlegungen zu geben sucht, doch das, was er beweisen will, auch im wesentlichen schon als Voraussetzung hat. In anderen Glacialgebieten, wie sie A. Born¹⁾ im gleichem Sinne behandelt, ist das keineswegs anders, eher noch weniger beweiskräftig, z. B. in Schottland, wo die Eismächtigkeiten und die davon abhängigen Verbiegungen des Landes auf kleinem Raum besonders differenziert sein müßten, um zu genügen. Schließlich sind die beobachteten Bewegungen vielfach anders, als die Erklärung durch isostatische Verbiegung²⁾ verlangt. Beispielsweise müßte Norddeutschland, das weithin vereist war, in der Eiszeit Senkung und nachher Hebung gehabt haben, wie Skandinavien selbst, während die Ostseeküsten eher den umgekehrten Vorgang hatten. So kommt man zu Widersprüchen und vollen Willkürlichkeiten.

Ich verkenne nicht, daß in solchen Fragen die Rechnungen keine bestimmten Beträge ergeben können, weil die Prämissen unsicher sind. Doch ich halte es für unzulässig zur Begründung dieser Beträge immer neue Hypothesen zu häufen, wie es von A. Penck zur Erklärung seiner Differenzen zwischen fortgepreßtem und rückgewanderten Magma geschieht. Denn wenn man seine Prämissen

¹⁾ Isostasie und Schweremessung, S. 101 ff.

²⁾ A. G. Högbom in W. Salomon, Grundzüge der Geologie, S. 190.

verändert, wie ich es berichtigend getan habe, müssen wieder andere Hypothesen entwickelt werden, was zur Verschleierung der Tatsachen führt. Schon die Möglichkeit von isostatischen Verbiegungen der Erdkruste, auf der vieles¹⁾ weitere beruht, ist ja Hypothese — oder bei M. P. Rudzki Voraussetzung für einen bestimmten, rein theoretischen Fall —; was man von isostatischen Bewegungen kennt und annehmen darf, betrifft nicht kleine Räume, sondern größere Schollen, wie die Ergebnisse der Schweremessungen zeigen. Noch hypothetischer sind die subkrustalen Magmabewegungen und Stauungen, wie sie A. Penck konstruiert hat und willkürlich variiert.

Natürlich entsteht nun die Frage, wie der Zusammenhang zwischen den Vereisungen und den Bodenbewegungen der davon betroffenen Länder, welcher tatsächlich besteht, anders zu erklären ist. H. Stille²⁾ spricht auch hierfür von Epirogenese und hat die Erscheinung so wohl treffend charakterisiert. Ihre Gründe sind mannigfaltiger Art; und bei vereisten Ländern darf man vor allem an thermische denken. Ich³⁾ habe das früher dahin entwickelt, daß eine vereiste Scholle durch Wärmeleitung erkaltet und sich nach dem Schwinden des Eises durch Strahlung wieder erwärmt. M. P. Rudzki⁴⁾ hatte dem quantitativ widersprochen, doch qualitativ voll zugestimmt. Auch A. de Lapparent⁵⁾ hatte die Vorstellung übernommen und quantitativ noch höher bewertet, als ich.

Zahlenmäßig läßt sich diese Verstellung auch heute nicht genügend begründen, doch daß derartige Wärmeschwankungen bei den eiszeitlichen Formen der Epirogenese qualitativ von Bedeutung sind, ist nicht zu bezweifeln. Sie lösen eine diluviale Periode von tangentialen Spannungen und damit von epirogenetischen Bewegungen aus. Nur die Größe der thermischen Schwankungen, und der von ihnen abgeleiteten Vorgänge in der Erdrinde ist noch wenig bestimmt. Früher nahm man an, daß die

1) Zeitschrift für Gletscherkunde, I. Band, S. 185.

2) Grundfragen der vergleichenden Tektonik, S. 25, 366.

3) E. v. Drygalski in Verhandlungen des VIII. deutschen Geographentages, Berlin 1889, S. 162.

4) Pet. Mitteil. 1891, S. 27, 77, 101, 127.

5) Revue générale des sciences, Paris, 15 Mai, 1890 S. 269.

Erde durch Strahlung erkaltet, doch durch gleichzeitige Kontraktion ihre Wärme wieder ersetzt und erhält, wie es H. v. Helmholtz angab. So konnte man die Wärmeschwankungen und die davon abhängigen Krustenbewegungen einigermaßen berechnen. Heute hat man in dem Zerfall von radioaktiven Substanzen eine stärkere Quelle für die Erdwärme kennen gelernt, doch ohne daß man sie quantitativ genügend abschätzen kann, schon weil das Vorkommen jener Substanzen noch zu wenig bekannt ist. Man muß annehmen, daß ihre Wirkungen die von andern Wärmequellen überlagern; deshalb kann man auch letztere nicht mehr im einzelnen berechnen. Es handelt sich aber um Kräfte und Wirkungen von erheblichem Ausmaß¹⁾ und ohne die Einwände, welche der Vorstellung von rein isostatischen Verbiegungen der Erdrinde begegnen. Auch ihr Zusammenhang mit der Eiszeit und den glazialen Krustenbewegungen ist nicht zu verkennen.

Über den Einfluß, den subkrustale Strömungen dabei haben, kann man nur Vermutungen äußern. Einige Forscher glauben an ihre aktive Betätigung bei den Bewegungen der Erdkruste, doch andere nicht. Sie entstehen durch Druckänderungen, die von der Erdkruste ausgehen, wie ich dargelegt habe, und folgen einem subkrustalen Gefälle, das in der Richtung der geringsten Widerstände, also der Entlastungen, Lockerungen und Hohlräume in der Kruste verläuft und im Vulkanismus die Erdoberfläche erreicht. Daß dann gleichzeitig direkt und auch thermisch bedingte Hebungen und Senkungen der Kruste eintreten könne, wie es die Britischen Geophysiker, vor allem Mellard Reade und O. Fisher entwickelt haben²⁾, ist nicht zu bezweifeln; doch läßt es sich quantitativ noch nicht näher bestimmen.

Wenn ich nun zusammenfasse, so ging meine Arbeit von der Art der isostatischen Einstellung der Erdkruste aus, wie sie die Schweremessungen erkennen lassen. Dieselbe ist regional, da die Ausgleichsfläche, bis zu der die Dichteunterschiede der Erdrinde reichen und sich kompensieren, regional verschiedene

¹⁾ Am weitesten hierin blickt das Buch von G. Kirsch, *Geologie und Radioaktivität* (J. Springer, Wien und Berlin 1928), das mir bei Abschluß dieser Arbeit noch bekannt wurde.

²⁾ E. Tams, *Einführung in die Geophysik*, J. Springer, Berlin 1922, S. 252 ff.

Tiefen hat. Unter den beiden Darstellungen der isostatischen Einstellung möchte ich der von Pratt den Vorzug geben, weil sich ein im Magma schwimmender Zustand der Kontinente, wie ihn Airy annahm, mit den Ergebnissen der Erdbebenforschung über die Starrheit der Erde nicht vereinigen läßt. Wir kennen keine geschlossene Magmazone, in welcher ein dauerndes Schwimmen der leichteren Landmassen stattfinden kann. Dagegen wächst die Starrheit der Erde mit der Tiefe und kommt dort, wo die Magmazone liegen müßte, sprungweise zu größeren Beträgen. Die Verschiedenheiten der Dichte über der Ausgleichstiefe — unter ihr herrscht eine konzentrische Dichteanordnung — wird man teils auf das Material, teils auf Lockerungen und Hohlräume zurückführen können. Die plastischen Zustände, welche schon nahe unter der Erdoberfläche aus den elastisch-starren entstehen, beruhen auf Druckveränderungen, die von der Erdkruste ausgehen. Diese mobilisieren die starren Massen und erzeugen darin inner- und subkrustale Bewegungen, welche dem durch Lastverlagerungen und Dichtedifferenzen gegebenen subkrustalen Gefälle folgen und in den Vulkanen die Erdoberfläche erreichen. Dabei entstehen isostatische Senkungen von den überlagernden Schichten, unter welchen die plastischen Massen weichen, wohl auch isostatische Hebungen, wo diese hinstreben, doch ist der aktiv hebende Einfluß der Magma-bewegungen noch nicht geklärt.

Die Druckänderungen, welche zur Mobilisierung und zu den isostatischen Veränderungen führen, beruhen teilweise auf äußeren Lastverlagerungen, z. B. durch Abtragungen, Sedimentationen oder Vereisungen und ihr Schwinden, doch vor allem auf den inneren durch Orogenese. Die isostatischen Neueinstellungen bestehen dann in Bewegungen größerer geschlossener Schollen, nicht in Verbiegungen, also nicht in differenzierten Hebungen und Senkungen. Also kann man auch die glazialen und postglazialen Krustenbewegungen nicht durch das Streben nach isostatischem Ausgleich erklären. Diese sind vielmehrepirogenetischer Art und thermisch bedingt, also eine diluviale Phase der Epirogenese, wofür Wärmeschwankungen in der Erdrinde, die mit Vereisungen zusammenhängen, eine qualitative Begründung abgeben, während isostatische Vorgänge, wie sie aus Schweremessungen erkennbar sind, ihrer Art widerspricht.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften München](#)

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: [1928](#)

Autor(en)/Author(s): Drygalski Erich Dagobert von

Artikel/Article: [Die Gleichgewichtslage der Erdkruste und ihre Bewegungen 311-341](#)