

DIE MEDITERRANEN KETTEN=
GEBIRGE IN IHRER BEZIEHUNG
ZUM GLEICHGEWICHTS=
ZUSTANDE DER ERDRINDE

VON

FRANZ KOSSMAT

DES XXXVIII. BANDES
DER ABHANDLUNGEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SACHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

N^o II

MIT EINER KARTENTAFEL UND 6 TEXTFIGUREN

LEIPZIG
REI B. G. TEUBNER

1921

Einzelpreis 3 Mark 50 Pf.

DIE MEDITERRANEN KETTEN-
GEBIRGE IN IHRER BEZIEHUNG
ZUM GLEICHGEWICHTS-
ZUSTANDE DER ERDRINDE.

VON
FRANZ KOSSMAT.

DES XXXVIII. BANDES
DER ABHANDLUNGEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SACHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

N^o II

MIT EINER KARTENTAFEL UND 6 TEXTFIGUREN.

LEIPZIG
BEI B. G. TEUBNER
1920

Druck von C. Ziehlke, Liebenwerda.

I. Vorbemerkungen über die Schwereanomalien.

Die grossen, im Laufe der Erdgeschichte erfolgten Veränderungen in der Verteilung von Land und Meer, Gebirgen und Ebenen, haben zwar das geographische Bild der Erde völlig umgestaltet, aber eine wichtige Eigenschaft des Erdkörpers: seine Anpassung an die jeweiligen Rotationsverhältnisse unangetastet gelassen. Die Abweichungen des Reliefs von der durch den Meerespiegel dargestellten Geoidfläche, die sich im Maximum nicht mehr als etwa 200 m von dem Rotationsellipsoid entfernt,¹⁾ sind so geringfügig, dass sie auf einem massstabgetreuen Globus nur als seichte Skulptur erscheinen. Die Schwerebeobachtungen zeigen, dass selbst diese verhältnismässig kleinen Höhenunterschiede in ihren Grundzügen dem Gleichgewichtsgesetz gehorchen.

Dieses Ergebnis stützt sich in erster Linie auf ein weitverzweigtes Netz von Schweremessungen durch Pendelbeobachtungen, die wegen ihrer ausserordentlichen Feinheit nicht nur ein wertvolles Mittel geben, die Erdgestalt unabhängig von der Gradmessung zu ermitteln,²⁾ sondern auch die Möglichkeit bieten, Ungleichmässigkeiten im Material der Erdkruste festzustellen und dadurch den geologischen Arbeitsmethoden zu Hilfe zu kommen.

Das Verdienst, diese Forschungen zu ihrer jetzigen Bedeutung erweckt zu haben, gebührt einerseits dem im Jahre 1917 verstorbenen berühmten Geophysiker Helmert in Berlin, der die Theorie der Schwerebestimmungen³⁾ bis ins Einzelne ausarbeitete, anderseits dem österreichischen Oberst von Sterneck, der 1881 einen transportablen Pendelapparat konstruierte und später vervollkommnete. Mit ihm führte er in der ersten Hälfte der 90er Jahre Hunderte von Messungen in den österreichischen Alpenländern, in Böhmen, Mähren, Galizien und Ungarn aus, denen sich ähnliche Arbeiten der österreichischen Kriegsmarine, besonders in der Adria und im Roten Meer anschlossen. Gleichartige Unternehmungen anderer Länder folgten meist nach.

Die grosse Genauigkeit der Beobachtungen beruht auf dem Koinzidenzverfahren, das gestattet, die Schwingungen eines auf der Hauptstation ge-

¹⁾ In den Kontinenten bis etwa 50 m über der Ellipsoidoberfläche, in den Ozeanen bis etwa 150 m unter ihr.

²⁾ Die Beschleunigung durch die Schwere beträgt im Meeresniveau am Aequator 9.78046 m pro Sek., am Pol 9.83232 m; die Abplattung berechnete Helmert mit 1/298,3.

³⁾ Eine ausgezeichnete Uebersicht gibt J. B. Messerschmitt: Die Schwerebestimmungen an der Erdoberfläche. Samml. „Wissenschaft“ Heft 27, Verlag Vieweg, Braunschweig 1908, und der Referatenteil im „Geographischen Jahrbuch“, besonders Bd. 30 (1907), 36 (1913).

prüften Beobachtungspendels von bestimmter Länge („invariables Pendel“, bei Sternecks Apparat = 25 cm) in Vergleich zu setzen mit denen einer Pendeluhr, deren Gang vorher und nachher durch astronomische Zeitbestimmung an Ort und Stelle kontrolliert wird. Bei Sternecks Apparat wird die Koinzidenz, d. h. der gleichzeitige Durchgang der beiden Pendel durch die Ruhelage, durch einen Lichtspalt in einer Skala bezeichnet, der in diesem Augenblicke das Fadenkreuz des Beobachtungsfernrohrs passiert. Aus dem Intervall zwischen den Koinzidenzen wird (nach Anbringung der Korrekturen für Temperatur, Luftwiderstand, Mitschwingen des Stativs etc.) die örtliche Schwingungsdauer des „invariablen Pendels“ bestimmt und mit jener verglichen, die ihm an der Hauptstation zukommt. Da bei gleicher Pendellänge die Schwerkraft zweier Orte umgekehrt proportional dem Quadrate der Schwingungszeit ist,

$\left(g_1 : g_2 = \frac{1}{T_1^2} : \frac{1}{T_2^2}\right)$ so lässt sich g_2 berechnen, wenn g_1 der Ausgangsstation bekannt ist.

Die Genauigkeit geht i. A. auf 1.5—2 Einheiten der fünften Dezimale der in Metern ausgedrückten Beschleunigung g , d. h. auf 0,0015—0,002 „Dyn“.

Die beobachteten Werte von g müssen untereinander vergleichbar gemacht werden, eine Sache, auf die etwas eingegangen werden muss, weil sich die geologischen Handbücher in dieser Beziehung sehr kurz fassen.

Die vorgenommenen Reduktionen der Beobachtungswerte g sind folgende:

1. Reduktion auf den Meeresspiegel, indem man sich den Beobachtungsort samt seinem Gesteinssockel auf die Höhe 0 herabgezogen denkt. Diese „Kondensation auf Meeresniveau“ liefert den Wert g_0 .

2. Der Geländeausgleich. Auf einer Bergspitze herrscht geringere Schwere als an einem Orte auf gleich hoher Ebene, da in der Umgebung der ersteren die Gesteinsrinde nicht bis zur gemessenen Höhe emporreicht und dadurch ein Ausfall an Anziehung eintritt.

Es muss also eine positive Korrektur angebracht werden, die diesen Unterschied ausgleicht. Auch für Talstationen ist die Korrektur positiv, weil hier die Anziehung der über dem Niveau des Beobachtungspunktes liegenden Massen schweremindernd wirkt und daher das beobachtete g um einen entsprechenden Betrag erhöht auf g' werden muss. Man nennt die Differenz $g' - g (= g'_0 - g_0)$ die Geländereduktion. In Gebieten mit geringem Relief, wie es Rumpfberge oder Ebenen haben, ist dieser Unterschied so klein, dass er vernachlässigt werden kann.

3. In den Werten g_0 und g'_0 ist die Attraktionswirkung der zwischen dem Beobachtungsort und der Geoidoberfläche (ideeller Meeresspiegel) liegenden Gesteinsplatte mit enthalten. Um die Schwere zu erhalten, die an der Geoidoberfläche nach Entfernung des Reliefs herrscht, muss die Attraktion dieser Platte in Abzug gebracht werden.⁴⁾ Man erhält so den Wert g_0'' .

⁴⁾ Die Reduktionsformel lautet:

$$g_0'' = g + \frac{2H}{R}g - \frac{3}{2} \cdot \frac{D}{D_m} \cdot \frac{H}{R}g + (g' - g)$$

In dieser „Bouguerschen Regel“ bedeutet die erste Korrektur nach g die Reduktion auf Meeresniveau; die zweite bringt die Attraktion der zwischen dem Beobachtungspunkt

Handelt es sich um Beobachtungen auf kleineren Inseln, an Küstenorten oder um marine Schweremessungen (letztere aus gleichzeitiger Ablesung des von der Schwere abhängigen Quecksilberbarometers und des von ihr unabhängigen Siedethermometers abgeleitet), so ist beim Vergleich mit dem g_0 der Kontinente zu berücksichtigen, dass der obere Teil der Rinde zum Teil, bzw. ganz durch das leichtere Wasser ersetzt ist. Um den für eine durchaus feste Geoidoberfläche geltenden Idealwert g_0 zu erhalten, muss dieser Unterschied ausgeglichen werden.

4. Die korrigierten Beobachtungswerte werden verglichen mit der gleichfalls für Meeresniveau geltenden theoretischen Schwere γ_0 , die dem betreffenden Orte nach seiner geographischen Breitenlage, bei gleichmässiger Massenverteilung im Erdkörper, zukäme.

Die Bestimmung der theoretischen Normalschwere für jede geographische Breite hat Helmert zuerst 1884 durchgeführt, dann im Jahre 1901 die früher angewendete Formel auf Grund des ausserordentlich vermehrten Materials an Schweremessungen verbessert. Durch diese Neuberechnung ist eine Vergleichsbasis geschaffen, an der sich wenig mehr ändern kann.⁵⁾

Die unbestreitbare Führung auf diesem Gebiete der Geophysik hat Deutschland weiter dadurch behauptet, dass die zahlreichen, in den verschiedensten Teilen der Erde z. T. systematisch, z. T. gelegentlich durchgeführten Schwerebeobachtungen im Potsdamer Büro für internationale Erdmessungen gesammelt und zuerst von Helmert auf Grund der alten Formel, später von Borrass nach der neuen einer einheitlichen Berechnung, auf Potsdam als Ausgangsstation bezogen, zugeführt wurden. Schon 1909 verfügte man über ein Material von rund 2400 Messungen, das sich bis 1912 noch um einige hundert vermehrte.⁶⁾ Es dürfte von Interesse sein, hier die Werte für Potsdam zu nennen und daneben zum Vergleich solche für eine alpine Station zu setzen, weil an dieser die Unterschiede der einzelnen Reduktionswerte von g deutlich heraustreten.

und dem Meeresniveau liegenden Gesteinsplatte in Abzug; die dritte ist die Geländereduktion.

H = Meereshöhe, R = Erdradius = 6370.3 km, D = spez. Gewicht der Gesteinsmasse unter dem Beobachtungspunkt, D_m = spez. Gewicht der Erde = 5.52, g = beobachtete Schwere.

⁵⁾ Die alte Helmerische Formel lautete:

$\gamma_0 = 9,780 (1 + 0,005\ 310 \sin^2 \varphi)$ in Metern ausgedrückt. Die neue: $\gamma_0 = 9,78046 (1 + 0,005\ 302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2 \varphi)$. φ = geogr. Breite.

⁶⁾ F. R. Helmert: Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten. Verhandl. der vom 25. Sept. bis 6. Okt. 1900 in Paris abgehaltenen XIII. allgem. Konferenz der internationalen Erdmessung. Reimer, Berlin, 1901, II. Teil, Beilage B. IX. Seite 139—398, mit Karten.

E. Borrass: Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten in der Zeit von 1808—1909 und ihre Darstellung im Potsdamer Schweresystem. Verhandl. der vom 21.—29. Sept. 1909 in London und Cambridge abgehaltenen XVI. allgem. Konf. für internat. Erdm. Berlin 1912, III. Teil, 288 Seiten mit Karten.

E. Borrass: Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten für den Zeitraum von 1909—1912. Verh. der vom 17.—27. Sept. 1912 in Hamburg abgehaltenen XVII. allgem. Konf. f. internat. Erdm. Berlin 1914, II. Teil, B. XI. S. 261—343.

	Höhe	Ge- steins- dichte	g	g ₀	g'—g	g ₀ ^{''}	γ ₀	g ₀ ^{''} —γ ₀	g ₀ —γ ₀
Potsdam, geod. Inst. (52° 22. 9' n. Br., 13° 4. 1' ö. L.)	87	2.0	9.81274	9.81301	0	9.81294	9.81277	+ 17	+ 24
Säntis, Schweiz. (47° 15. 1' n. Br., 9° 20. 6 ö. L.)	2500	2.7	9.80138	9.80910	+ 64	9.80691	9.80820	— 129	+ 90

Zusammenfassung.

I. a. Die Differenz $g_0 - \gamma_0$ ist die auf Meeresniveau bezogene wirkliche (totale) Schwerestörung am Beobachtungsort.

b) Durch Erhöhung von g um die Geländereduktion $g' - g$ erhält man die auf Meeresniveau bezogene ideale⁷⁾ Schwerestörung des Beobachtungsortes, $g_0'' - \gamma_0$ d. h. jene, die vorhanden wäre, wenn seine Umgebung auf gleicher Ebene mit ihm liegen würde.

II. Die Differenz $g_0'' - \gamma_0$ bedeutet die Schwerestörung, die der Oberfläche des festen Geoids an der Beobachtungsstation zukommt, wenn das Erdrelief durch Fortschaffung der Erhebungen bzw. durch Zuschüttung des Meeres beseitigt gedacht wird.

$g_0'' - \gamma_0$ gibt uns ein Mass der Dichteanomalien, die unterhalb der Geoidoberfläche vorhanden sind. Sie ist daher für unsere Kenntnis des Verhaltens der tieferen Teile der Erdkruste von grösster Bedeutung und soll den Ausgangspunkt der folgenden Darlegungen bilden.

Positiver Wert der Differenz $g_0'' - \gamma_0$ weist auf Massenüberschuss, negativer auf Massendefizit gegenüber dem allgemeinen Durchschnitt. Die Ziffern erhält man in Einheiten der fünften Dezimale von g , also in tausendstel Zentimeter Beschleunigung pro Sekunde. Man kann sie auch ausdrücken in sogen. „ideeller störender Masse“. Eine Einheit der fünften Dezimale von g entspricht der Attraktionswirkung einer auf Meeresniveau kondensierten Gesteinsplatte von 10 m Dicke und rund 2,4 spezifischem Gewicht. Die letztere Ziffer bleibt zwar hinter der durchschnittlichen Dichte der Erdrinde um etwa 10 Prozent zurück, doch spielt dies für den Zweck der Veranschaulichung keine besondere Rolle.

Wenn das Beobachtungsnetz dicht genug ist, kann man die Resultate kartographisch darstellen:

a) durch Konstruktion von Kurven gleicher $g_0'' - \gamma_0$ Werte, eine Methode, die bereits Sterneck anwendete. Der dafür von F. Studnicka 1894 eingeführte Name Isogammen ist unglücklich gewählt, denn die Kurven verbinden nicht die Orte mit gleichem γ , die ja von der geographischen Breite abhängen. Es ist besser, dafür den Namen Isanomalien zu gebrauchen, da es sich um Verbindung der Punkte mit gleicher Dichteanomalie handelt.

⁷⁾ F. R. Helmert: Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste. Sitzber. d. Preuss. Akad. d. Wiss. Bd. XXXIII, Berlin 1908, S. 1058.

Im Jahre 1907 hat Costanzi⁸⁾ eine Isanomalenkarte für Mitteleuropa entworfen, bei deren Benützung jedoch zu berücksichtigen ist, dass den dargestellten Differenzen $g_0'' - \gamma_0$ noch die alte Helmertsche Formel für γ_0 zugrunde liegt, die im grossen Durchschnitt hier um etwas über 30 Einheiten höhere Werte ergibt, so dass die Lage der Null-Linie eine andere ist als nach den neueren Berechnungen. Da zudem die Werte für einige Ausgangsstationen und damit für die von ihnen abhängigen Punkte unterdessen Korrekturen erfahren und zahlreiche neue Beobachtungen hinzukamen, ist das Material für eine derartige Karte wesentlich gleichmässiger und zuverlässiger geworden, obgleich noch immer grosse Gebiete unvollständig bekannt sind. Auf Grund der neuen Daten aus den zitierten Verhandlungen der Konferenz für Internationale Erdmessung habe ich gemeinsam mit Herrn Hans Lissner, Assistent am Geologischen Institut, eine neue Isanomalenkarte entworfen, die zur Erläuterung der folgenden Ausführungen dienen soll. Wenn die Werte für γ_0 noch eine kleine Aenderung erfahren würden, die aber nach Helmerts Ergebnissen nur mehr ganz unbedeutend sein könnte, so würde sie nur die Lage der Null-Linie betreffen, aber das für uns in erster Linie massgebende Bild des Isanomalenverlaufs im Wesen bestehen lassen.

b) Etwas anders muss man bei der graphischen Darstellung der Isostasiestörungen vorgehen, denn die Werte $g_0 - \gamma_0$ bzw. $g_0' - \gamma_0$ geben nicht ohne weiteres verwendbare Ziffern, da ihnen die Zufälligkeiten des Reliefs anhaften. Man kann den extremen Fall denken, dass in einem Hochgebirge die Messungen einmal nur dem Zuge der grossen Täler, ein anderes Mal nur den Gipfeln folgten. Im ersteren Falle erscheint die totale Schwerstörung $g_0 - \gamma_0$ kleiner, im letzteren Falle grösser, als der mittleren Gebirgserhebung entspricht. Nur der für letztere geltende Wert hat aber Bedeutung für die Isostasiefrage.

Man kann ihn für ausgewählte Flächen, z. B. Alpenländer, Mitteleuropa u. a. ermitteln, indem man aus der Isanomalenkarte die mittlere Mächtigkeit der ideellen störenden Masse, aus der Höhenschichtenkarte die mittlere Erhebung und aus den geologischen Verhältnissen die mittlere Gesteinsdichte bestimmt. Bei voller Isostasie müsste Massendefizit durch entsprechendes Gewicht der so errechneten Gesteinsmasse ausgeglichen sein. Aehnlich geht man bei profilmässigen Ermittlungen vor.⁹⁾

Für die Vereinigten Staaten von Nordamerika versuchte man eine Karte der totalen Schwerstörungen ($g_0 - \gamma_0$) zu entwerfen, die in Gilberts Arbeit: Interpretation of Anomalies of Gravity, Prof. Papers U. S. Geol. Surv. 85 C. 1913 wiedergegeben ist. Man kann aber nicht sagen, dass eine derartige Darstellung für sich allein ein zur geologischen Auswertung brauchbares Bild liefert. Auf einer Karte von Mitteleuropa z. B. erscheinen dann die Alpen, ebenso wie der Harz und Schwarzwald oder der grösste Teil von Russland als Gebiete zu grosser Schwere; aber es handelt sich um wesensverschiedene Ursachen. Um

⁸⁾ G. Costanzi: Abozzo d'una Carta delle isanomale della gravità nell' Europa centrale e nel Giappone meridionale. Rivista geografica italiana XIV. Firenze 1907. S. 364—369. Mit 2 Karten.

⁹⁾ Vergl. die Profile durch Deutschland entlang des 9. Meridians, in der Arbeit von Haasemann: Veröff. des preuss. geodät. Instituts. Neue Folge 71. Berlin 1916.

entnehmen zu können, ob ein Schwereplus auf einem vorhandenen Dichteüberschuss oder auf unzureichender Kompensation eines Dichtedefizits beruht, muss man imstande sein, die Schwerekarte auf eine Isanomalienkarte zurückzuführen. Die Beigabe von Höhenschichtenlinien, etwa auf einer Oleate, würde dies wenigstens in grossen Zügen ermöglichen.

II. Die Schwerebeobachtungen in den mediterranen Kettengebirgen.

1. Das westliche Mittelmeergebiet und die Apenninenhalbinsel.

Für diese Region hat Deecke¹⁰⁾ die Ergebnisse der Schweremessungen in ihrem Zusammenhange mit geologischen Fragen bereits 1907 im Festbande des Neuen Jahrbuchs besprochen, so dass hinsichtlich der genaueren Daten auf diese Veröffentlichung hingewiesen werden kann.

Das rings von Falteingürteln des betisch-nordwestafrikanisch-apenninischen Systems der Kettengebirge umwallte tyrrhenische Becken zeigt nach den vorliegenden Beobachtungen ausgesprochene Dichteüberschüsse, die nach Südostspanien, Nordafrika, sowie dem ganzen westlichen Teil der Apenninenhalbinsel hereinreichen und auch den grössten Teil von Sizilien einnehmen. Besonders hohe Werte zeigen die liparischen Inseln (bis 165 Einheiten), Ventotene bei Ischia (150), Bastia auf Korsika (120). Aus den Profilen durch die Apenninenhalbinsel ergibt sich, dass von Westen her gegen den Hauptkamm des Gebirges das Dichteplus abnimmt und schliesslich in Minus übergeht, wobei aber, wie auch Costanzi bemerkte, das stärkste Defizit ganz offenkundig nicht an den Verlauf der höchsten Erhebungen gebunden ist, sondern besonders die Ostabdachung und den anschliessenden Gebirgsschwenkung kennzeichnet. Man vergleiche dazu die Bemerkungen S. 31. Diese Zone läuft über Alessandria (— 143) und Novi Ligure (— 107), Bologna (— 109), Iesi westlich von Ancona (— 44), Torre dei Passeri (— 57), Campobasso (— 32), Ariano (— 2). Die negativen Isanomalien heben sich, wie aus diesen Ziffern hervorgeht, nach Südosten in der Richtung zum Golf von Tarent heraus, erscheinen aber jenseits der Gebirgsschwenkung in Sizilien wieder und umgürten eine Dichtedepression, die bei Caltanissetta — 67 aufweist.¹¹⁾

Sehr ähnlich dem Apennin verhält sich der algerische Atlas, wo 1887—1892 folgende zwei Schwereprofile gemessen wurden:

Ort	Seehöhe	$g_c'' - \gamma_0$	$g_0 - \gamma_0$
I. Algier	213	+ 71	+ 91
Medeah	930	— 7	+ 93
Boghar	927	— 53	+ 47
Laghuat	755	— 122	— 40

¹⁰⁾ Deecke: Der geologische Bau der Apenninenhalbinsel und die Schweremessungen. N. Jahrbuch f. Min. etc. Festband 1907, S. 129—158, 3 Textfiguren und Taf. VIII.

¹¹⁾ A. Venturi, Rendiconti R. Accad. Lincei. Ser. 5. XIV 1906. S. 265. 309 und XVIII 1909, S. 25.

Ort	Seehöhe	$g_0' - \gamma_0$	$g_0 - \gamma_0$
II. Philippeville	20	+ 67	+ 68
Col des Oliviers	4207	+ 22	+ 67
Constantine	655	— 26	+ 43
Uled Ramun	687	+ 16	+ 90
Ain Yagut	890	— 49	+ 48
Batna	1050	— 97	+ 15
El Kantara	525	— 83	— 39
Biskra	137	— 73	— 58

Auch hier rücken die Defizite auffällig gegen den Aussenrand des Gebirges.

Ebenso scheinen sich auch die betischen Falten Andalusiens zu verhalten, da die spanische Südküste noch Pluswerte zeigt, während dem Beobachtungsort Granada ein Minus von 115 zukommt.

In der östlichen Verlängerung der betischen Falten beobachtete Hecker¹²⁾ auf dem Meere ($39^\circ 16'$ n. B., $1^\circ 24'$ E. v. G.) in der Nähe von Ibiza über einer Tiefe von 500 m eine totale Schwerestörung von — 54 Einheiten, der mithin ein Dichtedefizit von rund — 24 entspricht. Auch in $41^\circ 46'$ n. B., $5^\circ 6'$ E. v. G. und in $42^\circ 37'$ n. B., $6^\circ 22'$ E. v. G., also in der Richtung zur französisch-italienischen Riviera, wird über Tiefen von 2500 bzw. 2200 m eine negative Störung der Isostasie von — 58 bzw. — 106 Einheiten der 5. Dezimale von g angegeben. Allerdings reicht bei Messungen auf See der mögliche Fehler (\pm) in die vierte Dezimale.

Oestlich der apenninischen Dichtedepression heben sich die Isanomalen wieder und wir kommen in das Bereich des grossen adriatischen Dichteüberschusses, dessen Westrand noch die Puglia und Ancona umfasst. Ein Gebiet mit besonders grossen Werten liegt unter Brindisi und Bari (etwa 120), Pelagosa (+ 93) und Tremiti (+ 64). Die Dichteschwelle geht, allmählich sinkend, zum nördlichen Teil des Adriatischen Meeres, hebt sich etwas bei Padua, Verona und Ala; in ihre westliche Verlängerung fällt das besonders wichtige und stark hervortretende Ueberschussgebiet der Zone von Varallo—Ivrea-Biella, die schon in den inneren Alpenzonen liegt.

Fassen wir das dem Apennin östlich vorliegende Gebiet als Ganzes ins Auge, so sehen wir, dass ebenso wie die Achse des Defizitgebiets, so auch jene der Ueberschusszone sich gegen das im Südosten gelegene Mittelmeerbecken hebt. Man hat den Eindruck grosszügiger Dichtewellen der tieferen Erdschichten, wobei die Linie des apenninischen Wellentales und die des adriatischen Wellenberges sanft in der genannten Richtung ansteigt.

Mit der Erreichung des Ostrandes der Adria nähern wir uns einer neuen Defizitzone, die dem dinarischen Gebirge folgt. Leider liegt ein vollständiges Schwereprofil, das uns bis in die ungarische Tiefebene führen würde, hier nicht vor.

Die geschilderte Art der Dichteverteilung ist von hohem Interesse, denn sie gibt bis zu einem gewissen Grade das Spiegelbild der Reliefverhältnisse,

¹²⁾ O. Hecker: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Schwarzen Meere und an dessen Küste, sowie Ausgleichung der Schwerkraftmessungen auf dem Atlantischen, Indischen und Grossen Ozean. Zentralfür internat. Erdmessung. N. F. d. Veröff. Nr. 20 Berlin 1910.

doch muss schon hier bemerkt werden, dass diese Erscheinung nicht ohne weiteres verallgemeinert werden kann.

Deecke denkt sich in seiner geologischen Auslegung der Schwereverhältnisse auf der Apenninenhalbinsel die Erklärung im wesentlichen so, dass in Ueberschussgebieten das Gesteinsmaterial durch Setzung oder Pressung komprimiert ist (soweit nicht örtliches Auftreten schwerer Gesteine in Frage kommt), während in den Defizitgebieten die Gesteine locker sedimentiert oder durch Faltung und Zerrüttung gelockert sind. Für die Poebene bei Mantua und Ferrara z. B. käme nach dieser Auffassung das geringere Gewicht des Schwemmlandes in Betracht, für den Apennin tektonische Lockerung.

Dieser Erklärung, die von den obersten Erdschichten ausgeht, stehen aber Schwierigkeiten gegenüber, welche das Heranziehen anderer Ursachen verlangen.¹³⁾ Die später zu besprechende pannonische Tiefebene, deren leichte quartäre und neogene Ablagerungen ganz bedeutende Mächtigkeiten haben — so wurde bei Szabadka das Unterpliozen in — 600 m noch nicht durchsunken — hat trotzdem grosse Ueberschüsse, die bis nahe an 40 reichen, während das sehr fest gelagerte Gneisgebiet des südwestlichen Böhmens und der archaische, z. T. aus mehr als mittelschweren Gesteinen bestehende Rumpf von Fennoskandia weite Minusgebiete zeigen. Die Erklärung muss mithin in den tieferen Teilen der Erdrinde gesucht werden, worauf auch die Beobachtungen in den Alpen hinweisen.

2. Die Westalpen.

In der Schweiz haben Niethammer und Messerschmitt während eines Zeitraumes von fast zwei Jahrzehnten eine systematische Schwereaufnahme durchgeführt, deren auf 250 Beobachtungsstationen gegründete Endergebnisse nunmehr vorliegen. Die geologische Auswertung hat Albert Heim in einer Veröffentlichung „Das Gewicht der Berge“ (Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs, 53. Bd., Zürich 1918, S. 179), ferner in Nr. 24 seiner geologischen Nachlese und im zweiten Bande seiner Geologie der Schweiz, Leipzig 1919, versucht.¹⁴⁾ Er ist dabei zu sehr wichtigen Betrachtungen gelangt, die aber auf eine Heranziehung des Beobachtungsmaterials aus den östlichen Alpenländern und der oberitalienischen Ebene verzichten, so dass sie nach dieser Richtung einer Vervollständigung bedürfen.

Im Gegensatz zu den Verhältnissen im ausseralpinen Mitteleuropa, wo die Isanomalien kompliziert sind und nicht immer leicht verständlichen Verlauf haben, fügen sich die Schwereabweichungen mit dem Eintritt in das Alpenvorland unverkennbar der grossen Anordnung des Alpenbogens ein. Im südlichen Schwarzwald ist noch ein Ueberschuss von 10 bis 20 Einheiten vorhanden. Von hier an nimmt der Wert regelmässig in der Form ab, dass ein fast vollständiger Parallelismus mit dem Gebirgstreichen stattfindet. Den in das Departement Doubs vorspringenden Bogen des Schweizer Jura deutet ein

¹³⁾ Auch Lockerung durch thermische Ausdehnung erklärt nicht das Defizit in Kettengebirgen, denn gerade die von lebenden Magmaherden durchsetzten tyrrhenischen und japanischen Gebiete zeigen Ueberschuss.

¹⁴⁾ Eine Besprechung der Heimschen Arbeit gibt O. Ampferer: Ueber die geologische Deutung von Schwereabweichungen. Verhandl. geol. Reichsanstalt. Wien 1918, S. 38.

Vorbiegen und leichtes Lockern der Linien an; die Werte halten sich aber entsprechend der seichten Faltung in bescheidenen Grenzen: meist von — 10 bis — 30. Im Vorlandstreifen Genf-Lausanne-Murten-Langental i. Oberaargau-Winterthur-Konstanz ist der Wert von — 50 erreicht. Die — 100 Isanomale läuft der vorigen fast parallel von Bex im Rhonetal durch den südlichen Thuner See und den mittleren Teil des Vierwaldstätter Sees zum Säntis und weiter ins Allgäu. Auch die sogen. äusseren Massive der Westalpen (Montblanc, Finsteraarhorn) sind trotz ihrer Natur als emporgefaltete Teile des variskischen Untergrundes nicht Dichteschwellen, sondern fügen sich dem alpinen Massendefizit ein. Vergl. Fig. 2.

Die Zone der grössten Minuswerte hält sich in ihrem Verlauf an die Südseite des Rhone-Längstales und erreicht hier Beträge von — 135 bis — 145. Südlich der Finsteraarhorngruppe hebt sie sich in ihrem Verlauf zum Nufenenpass ein wenig und sinkt im Oberrheingebiet zu — 160 bei Chur, von wo sie breit ausgreifend in die Zentralzone der Ostalpen eintritt.

Südlich dieser auffallenden „Schweresyklinale“¹⁶⁾, wie Heim diese Zone nennt, verringert sich das Defizit, und zwar am raschesten im Tessin, bis schliesslich bei Locarno am Lago Maggiore der Wert 0 erreicht ist. Wir berühren hier die auffallende „Schwereantiklinale“ (Dichteschwelle), deren Achse über Varallo (+ 71) — Biella (+ 52) — Ivrea (+ 76) nach Avigliana (+ 80) läuft und sich deutlich an die im tektonischen Bilde der Westalpen durch ihre gepressten Gabbro- und Amphibolitgesteine ausgezeichnete Ivreazone und die ihr benachbarte, an jungen Granit- und Tonalitbatholithen reiche Biellazone hält.

Man sieht, dass sich die grössten Ueberschüsse nicht auf Depressionen beschränken und dass die grössten Defizite weder an die grössten Höhen noch an jene Gebirgsteile geknüpft sind, wo man eine gewisse Lockerung des Schichtgefüges annehmen könnte. Die Achse der Dichtesyklinale läuft gerade in dem Bereich der intensivsten Pressung, wo nicht Lockerung, sondern förmlich plastische Umformung der kristallin gewordenen Gesteine stattgefunden hat. Man kann hier nur zu der bereits von manchen Geophysikern und von Heim ausgesprochenen Auffassung kommen, dass nicht Lockerung das Defizit bewirkte, sondern dass durch die Faltung die oberen, relativ leichten Teile der Erdkrinde (spezifisches Gewicht etwa 2,4 bis 2,7) gewaltig verdickt sind und dass dieser Wulst während seiner Entstehung in die plastische Unterlage einsank. Das Faltengebirge wuchs nicht nur in die Höhe, sondern durch sein Gewicht auch in die Tiefe.¹⁷⁾ dem Faltenhochgang steht, wie sich Heim dafür ausdrückt, ein noch grösserer Falten-tiefgang gegenüber. Der letztere erreicht nach Heims Ansicht den Betrag von 20 bis 25 km, bis zu welcher Tiefe schweres Gestein durch die Anhäufung der schätzungsweise um 10 bis 20 Proz. leichteren Rinde verdrängt wäre. So ergibt sich der erwähnte Massenabgang, der dem Gewicht einer Gesteinsplatte von etwa 1400 m maximaler Mächtigkeit und 2,4 Dichte entspricht. Unter

¹⁶⁾ Ich werde lieber die eindeutigen Ausdrücke „Dichtesyklinale“ und „Dichteantikline“ gebrauchen, um Verwechslungen mit der Gleichgewichtsfläche zu vermeiden. Der Dichtesyklinale entspricht selbstverständlich eine Antikline der Gleichgewichtsfläche, da ein höherer Sektor leichter Gesteine einem niederen schweren Sektor die Wage hält.

¹⁷⁾ Stilles orogenetisches Hochbewegungsgesetz hat nur auf die Oberfläche Bezug. (Stille: Ueber verschiedene Formen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachrichten von der Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen. Math. phys. Kl.) 1918, S. 22.

Berücksichtigung der mittleren Gebirgshöhe (1655 m) ist durch die über das Meeresniveau aufragenden Teile der Schweizer Alpen der isostatische Zustand hergestellt und sogar eine gewisse Ueberlastung bewirkt.

Heims Auffassung, dass wir im Schwerebild schon einen Beweis für die Richtigkeit der bekannten Argandschen Deckenprofile der lepontinischen Gneisgebirge zu erblicken haben, möchte ich nicht teilen. Die Achse der Dichtesyneklinalität fällt in der West-Schweiz nicht dorthin, wo nach diesen Konstruktionen die grösste Anhäufung der penninisch-lepontinischen Faltendecken liegt, sondern sie zeigt eine nahe Beziehung zu der eng gepressten Sediment-einklemmung in der Briançonnais-Rhonetalzone, die zwischen letzteren und den äusseren Zentralmassiven (Pelvoux, Montblanc etc.) als trennender Streifen durchzieht. Weiterhin geht der Streifen stärksten Defizits, wie schon erwähnt, ins Oberrheingebiet. Der Verlauf hält sich somit in den Westalpen an einen Gürtel, der in tektonischer Beziehung dadurch besonders ausgezeichnet ist, dass er die nördliche Begrenzung der durch die Alpenfaltung am stärksten in ihrem Gefüge umgeprägten penninisch-lepontinischen Grundgebirgsregion darstellt. Wo nämlich in den *ausserhalb* des Briançonnaisbogens liegenden Alpentteilen das kristalline Grundgebirge unter der mesozoischen Sedimentserie zutage tritt, zeigt es trotz der jungen Faltung deutliche Relikte variskischer Struktur. Das Montblanc- und Finsteraarhornmassiv sind ja durch ihre Beziehungen zu den ausseralpinen Schwarzwald-Vogesen-Horsten bekannt. In den penninisch-lepontinischen Zonen hingegen sind die alten Strukturzüge verwischt: eine durch gewaltsame Streckung erzwungene Scheinkonkordanz hat sich zwischen dem Grundgebirge und seiner Auflagerung ausgebildet.

Die Briançonnais-Rhonetalzone entspricht somit einer tief hinabgezogenen Mulde am Südrand der äusseren Massive, die sich zwar bei weitem nicht so starr verhielten, wie die mitteleuropäischen Rumpfgelände, aber immerhin sehr erheblichen Widerstand leisteten, bevor sie in die Faltung einbezogen wurden. So kam es an ihrem Südrand zu starker Stauwirkung und dadurch in weiterer Folge zu grossen, aus dem Briançonnais und den penninisch-lepontinischen Nachbargebieten hervorgehenden Uberschiebungsdecken, deren Reste uns in den „exotischen“ Gesteinen der Klippenzone am äusseren Gebirgsrand entgegenreten.

Erwähnenswert ist, dass sich die Achse der Dichtesyneklinalität dort hebt, wo sie zwischen der Schwarzwaldschwelle und dem am Lago Maggiore befindlichen Nordende der kräftigen Dichteantikline von Varallo durchzieht.

In diesem Gebirgsabschnitt ist es auch, wo die Gneisgewölbe der Tessiner Alpen hoch emporsteigen und im Hauptstreichen des Gebirges unter Schuppenreihen tauchen, deren westliche durch die auffallend vorgeschobene Dentblanche-Decke, deren östliche durch den noch stärker vordringenden Rand der Ostalpen gekrönt werden. Die Annahme der Beteiligung von Transversalüberschiebungen, die sich von W und O gegen das Tessiner Gewölbe wenden und dadurch das Bild des alpinen Deckenbaues wesentlich beeinflussen, liegt in diesem Abschnitt, wo die Alpen ihre Wendung um den Rumpfgebirgssporn des Schwarzwaldes vollführen, sehr nahe. Die Schweizer Geologen stehen ihr aber noch ablehnend gegenüber, obwohl manche Erscheinungen der penninischen Tektonik sehr auf transversale Schuppungen innerhalb des liegenden Faltensystems hindeuten.¹⁷⁾

¹⁷⁾ Ueber die allgemeine Gebirgsanlage vergl. E. Argand: Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helvetiae*. XIV 1916.

¹⁸⁾ Vergl. das Verhältnis zwischen Adula-, Tambo-, Surettamassiv mit ähnlichen Erscheinungen im variskischen Gebirge: Kossmat, Ueber die Tektonik des Gneisgebirgs im westlichen Erzgebirge, *Zentralbl. f. Min., Geol. und Pal.* 1916.

3. Die Ostalpen und Karpathen.

Grosse Breite bei beträchtlicher, bis auf 170 Einheiten gehender Tiefe erlangt das Defizit im westlichen Teile der Ostalpen. Es wird im Süden von einem Ueberschussgebiet begrenzt, das die durch jungvulkanische Erscheinungen ausgezeichnete Umgebung von Padua (+ 10) enthält und sich auch über das vizeninische Tertiär- und Eruptivgebiet erstreckt.

Die Achse der ostalpinen Dichtesyndikline hat nach den Ergebnissen der Schweremessungen von Sterneck¹⁹⁾, die allerdings nicht auf so vielen Stationen beruhen wie jene der Schweizer Alpen, einen an die Zentralzone gebundenen Verlauf. Sie zieht durch über das Reschenscheideck (— 166) und das Brennergebiet, dürfte dann nicht weit südlich von Innsbruck (— 158) liegen, und hebt sich gegen Osten derart, dass die 100-Isanomale nur bis in die Niederen Tauern, die 70er bis Mürzzuschlag reicht. Bei Wien stellt nur ein ganz geringfügiges Defizit von — 8 die Verbindung mit dem karpathischen Gebiet her, wo sich die Dichtemulde allmählich wieder verbreitert und vertieft. Ein anderes Minus (bis — 48) läuft südlich von Graz in das pannonische Becken aus und begleitet die Nordabdachung der horstähnlich herausgehobenen Trias des Bakonywaldes. Im übrigen greift von Osten her das Ueberschussgebiet buchtartig einerseits nordöstlich von Graz, anderseits in der südlichen Steiermark ein und dürfte nach den Erfahrungen in anderen Gebieten wohl ziemlich sicher in das Laibacher Senkungsfeld eintreten.

Der tiefe Dichtetrog unter den Alpen hebt sich somit dort heraus, wo die nördlichen und südlichen Zonen ausstrahlen, erstere in die Karpathen, letztere in das dinarische Gebirge. Gleichzeitig versinkt das zentrale Gebiet fast gänzlich unter der pannonischen Ebene. Vom Standpunkte der jetzt allgemein herrschenden Deckendeutung der ostalpinen Zentralzone ist diese Tatsache, auf deren Bedeutung bisher nicht geachtet wurde, ganz unverständlich.

Das von Termier konstruierte, von Uhlig, Kober u. a.²⁰⁾ im Detail ausgearbeitete Schema der Ostalpen spricht der Zentralzone die Bodenständigkeit ab und betrachtet deren altmetamorphe Gesteinsserien, die in den Oetztaler Alpen und in der westlichen Steiermark besonders typisch entwickelt sind, als den unteren Teil eines nach Norden gewanderten Deckensystems, dessen Heimat südlich der Zone Pustertal-Drautal zu suchen ist. Die leopontinischen Zonen der Westalpen sollen unter diesen Deckenmassen durchziehen und in den Hohen Tauern infolge einer Aufwölbung und der dadurch verstärkten Erosion als Fenster blossgelegt sein. Dieses streckenweise von eingeklemmter Trias eingefasste leopontinische Fenster soll sich nach Osten schliessen, indem die aufgeschobenen ostalpinen Serien tiefer herabsinken. Dann müsste aber, da

¹⁹⁾ P. v. Sterneck: Relative Schwerebestimmungen, ausgeführt im Jahre 1892 in Berlin, Potsdam, Hamburg, Ostalpen, Karpathen und in der ungar. Tiefebene. Mitteil. d. K. u. K. militärgeograph. Instituts, Wien 1892. Die Fortsetzung der Arbeiten ist ebendort, 1894 veröffentlicht.

²⁰⁾ V. Uhlig: Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitteil. d. geolog. Gesellsch. Wien II. 1909, S. 462.

L. Kober: Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen, ebendort, IV. 1912, S. 1.

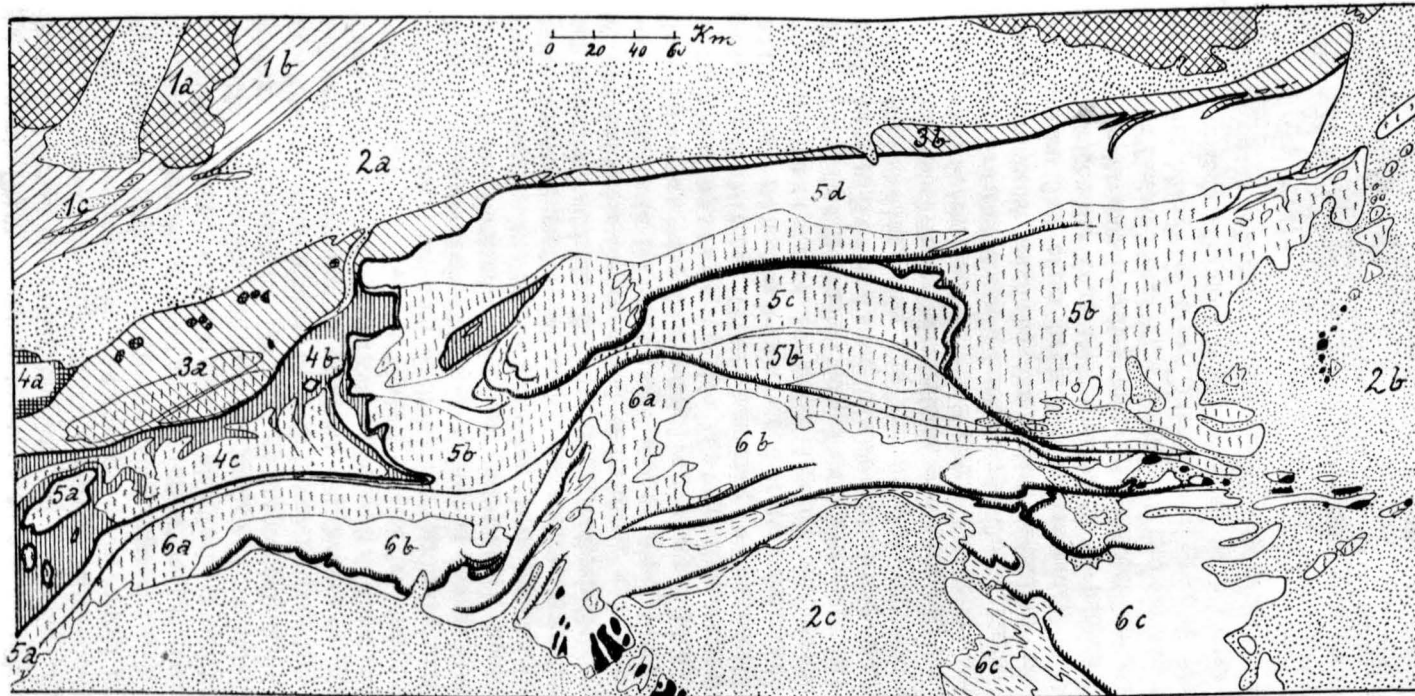


Fig. 1. Erklärung: 1 a. Mitteleuropäische Rumpfgebirge. 1 b. Süddeutsches Stufenland. 1 c. Schweizer Jura. 2 a. Nördliches Alpenvorland. 2 b. Pannonische Tiefebene. 2 c. Oberitalienische Tiefebene. 3 a. Helvetische Kalkhochalpen und Aar-Gotthard-Massiv. 3 b. ostalpine Flyschzone. 4 a. Exotische Klippen. 4 b. Penninisch-lepontinische Schiellerserie. 4 c. Penninisch-lepontinisches Grundgebirge. 5 a. Dent Blanche-Decke und Sesia-Ivreazone. 5 b. ostalpine Zentral- und Grauwackenzone. 5 c. Hohe Tauern. 5 d. Nördliche Kalkalpen. 6 a. Südalpines Grundgebirge samt palaeoz. Sedimenten, 6 b. Südliche Kalkalpen, 6 c. Dinarischer Karst und Flysch.

Verstärkt sind die Ausstriche der Hauptüberschiebungsbahnen. Einseitig geschummert sind einige auffälligere periadriatische Überschiebungskonturen.

auf solche Weise die oberen Krustenteile gegen Osten weit tiefer eintauchen als in den Tauern, eine Zunahme des Defizits zu beobachten sein, das sich mit dem weiteren Absinken der Deckenanhäufungen unter die pannonische Ebene noch steigern müsste. Wir sehen, dass genau das Gegenteil eintritt.

Nach meiner Ansicht geht aus den Schwereverhältnissen hervor, dass der erwähnten Auffassung der Hohen Tauern eine fehlerhafte Deutung der Aufschlussresultate zugrunde liegt. Gewiss zieht die grosse nordalpine Schubfläche, deren Ausstrich in charakteristischer Erosionskontur die Engadiner Dolomiten, die Silvretta und das Rhätikon gegen das vorliegende Flyschland begrenzt und sich im weiteren Verlauf der nördlichen Kalkalpengrenze feststellen lässt, noch tief unter das Gebirge hinein und es sind mannigfache Gründe beigebracht worden, welche für die Fensteratur des Engadin sprechen. Aber die damit oft identifizierte Frage nach der tektonischen Stellung der Hohen Tauern ist eine Sache für sich, für deren Prüfung noch andere wichtige Erscheinungen des alpinen Gebirgsbaues massgebend sind.

Die Ostalpen bilden einen gegen die Adria konkaven Bogen (vergl. Kartenskizze Fig. 1), an dessen Innenseite grosse, gegen die venezianische Tiefebene gerichtete Ueberschiebungen auftreten. Es liegt in der Natur der Sache, dass derartige Trennungsf lächen, die den Zusammenhang der Faltenzonen lösen, die bogenförmige Gebirgsanlage nicht völlig mitmachen, sondern die Neigung haben, den Bogen sehnenförmig zu überschneiden. Dieses Bild bietet uns tatsächlich der südliche Ueberschiebungsrand der Julischen und Venezianischen Kalkhochalpen. Während nämlich die ihre Vorberge bildenden äusseren Faltenzüge des Gebirges aus dem dinarischen Südost-Nordweststreichen allmählich nach West und jenseits des Tagliamento nach Westsüdwest bis Südwest umschwenken, ist die an grossen Schubflächen vordringende Kalkplatte der Julischen und Venezianischen Hochalpen aus der Bogenrundung ausgesprungen und überschneidet sie sehnenförmig in fast ostwestlich laufender Linie, so dass am Scheitel des adriatischen Bogens bei Gemona die Vorzone zu einem schmalen Bande reduziert unter den Ueberschiebungsrand taucht, wogegen sie weiter westlich und weiter östlich breit entfaltet ist. Die Kalkhochalpen werden also in dem genannten Scheitelabschnitt von den äusseren Falten stärker unterfahren als sonst.

Ein dem südlichen Alpenrand homologes Bild bietet die Grenze der nordalpinen Phyllit- und Grauwackenzonen in ihrem Verhalten gegenüber dem Bogen der Hohen Tauern. Im östlichen Teile der Zentralzone lagern die Gesteine der ersteren noch über dem alten Grundgebirge des Bösenstein, schneiden dann in einer westlich streichenden Ueberschiebungslinie spitzwinklig über die Schladminger Gneise, weiterhin über die zwischen letzteren und den Hohen Tauern tief eingestülpten mesozoischen Gebilde der Radstätter Alpen und tangieren den Bogenscheitel der Hohen Tauern. Die weitere Fortsetzung dieser Trennungslinie schwenkt dann um das Tauernwestende und läuft in die gegen Süd und West vorgebuchtete tektonische Südgrenze der Oetztafer Gneismasse aus. Es handelt sich nach meiner Auffassung bei diesem tektonischen Verhalten um nichts anderes als um eine Unterfahrung der nördlichen Alpentheile durch den Scheitel des zentralalpinen Bogens. Die kristalline Kernregion der Hohen Tauern macht die Bogenform vollständig mit, während sich die nordalpine

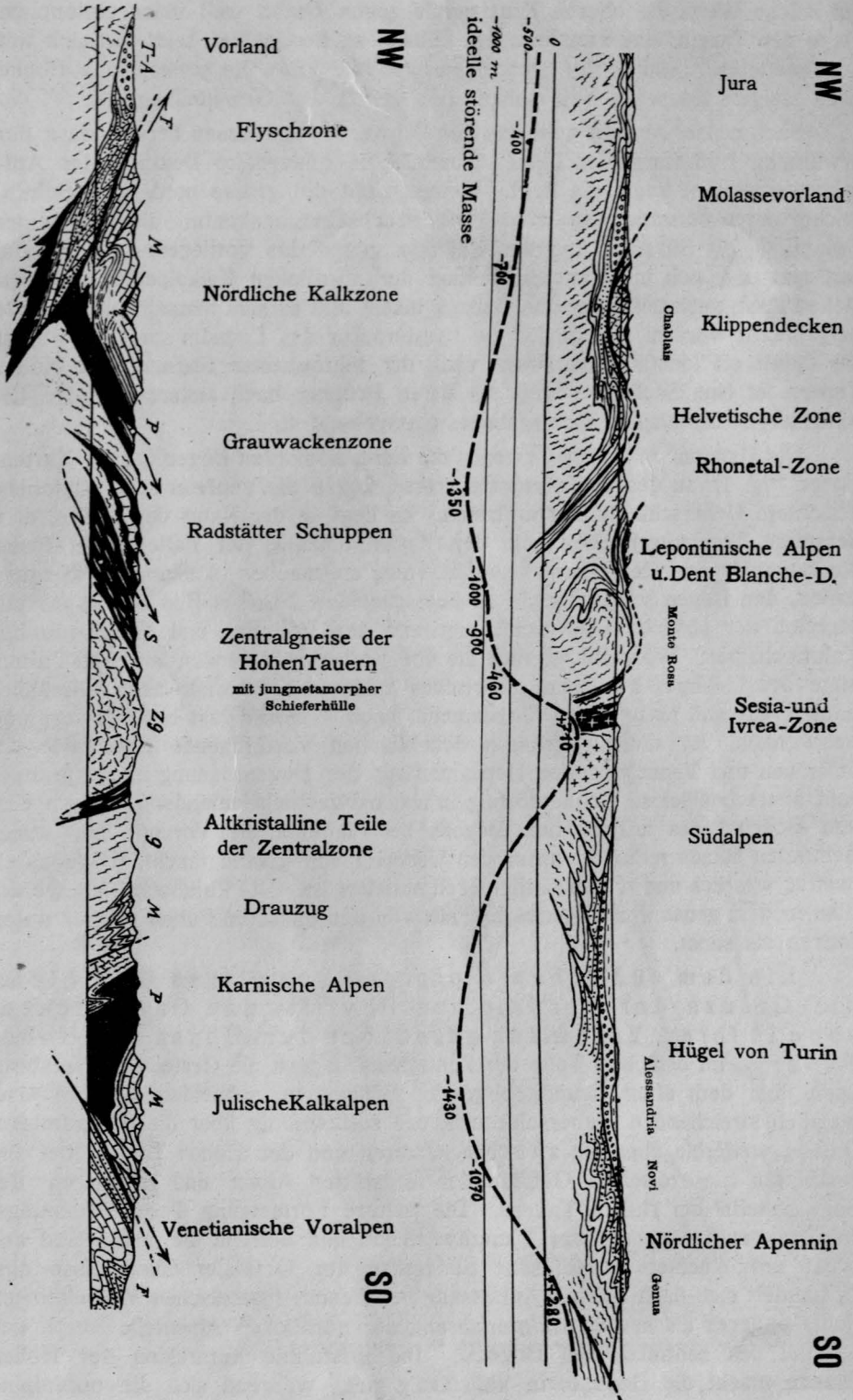


Fig. 2.

Schematisches Bau- und Schwereprofil durch die Westalpen und den nördlichen Apennin. (Die Zahlen und die Kurve unter dem geologischen Profil geben die „ideelle störende Masse“ an. 10 m Gestein von 2,4 Dichte entsprechen 0,001 Dyn. = 0,00001 m Beschleunigung.)

Fig. 3.

Schematisches Bauprofil durch den mittleren Teil der Ostalpen.

T-A = Tertiär-quartäres Vorland.

F = Flysch.

M = vorwiegend mesozoische Gesteine der Kalkzonen.

P = Palaeozoikum der Grauwackenzone und der Karnischen Alpen.

S = Metamorphe Schieferhülle der Hohen Tauern.

ZG = Zentralgneise.

G = Altkristallines Grundgebirge.

Sedimentzone an der Stelle stärkster Krümmung aus dieser aufgezwungenen Wendung befreit hat und von den Kernmassen unterschoben wurde. Wir begegnen wieder dem gleichen, teilweise sehnenförmigen Verlauf der Trennungslinie, wie wir ihn am Südalpenrande in völlig eindeutiger Weise sehen. Die Verwandtschaft der beiden Phänomene ist eine unverkennbare und ich komme nochmals auf meine Bemerkung in der Arbeit von 1913²¹⁾ zurück: könnte man den Alpenbogen strecken, dann würden die ihre nördlichen Nachbarzonen unterfahrenden Bogenteile, nämlich die Hohen Tauern in der Axialregion des Gebirges und die dinarisch-venezianischen Aussenfalten auf dessen Südseite, unter den auf sie überstülpten Schichtmassen hervorgezogen und in die parallele Zonenordnung eingehen. Ich möchte das tektonische Bild, das die zwischen dem Tauernbogen und den nördlichen Kalkalpen befindlichen Gebirgstteile bieten, als *Verschränkung* bezeichnen; denn wie bei zwei verschränkten Armen legt sich der eine (der Oetztaler- und Pinzgauer Arm) über den andern (Steirische Zentralalpen).

Es wird in der Erörterung der zentralalpinen Probleme zu wenig berücksichtigt, dass mit dem Eintritt in die Ostalpen neue tektonische Bedingungen eintreten, da sich an Stelle der gegen den Schwarzwald konkaven Bogenwendung eine nach der entgegengesetzten Seite blickende Krümmung einstellt. Unter dem Gesichtspunkte, dass die Alpen ein äusserst eng zusammengestautes Gebirge sind, das zwei Stränge der Kettzone, nämlich die gegen Nord überfalteten Karpathen und die gegen Südwest und Süd drängenden Dinariden zu einem Hauptgürtel zusammenfasst, hat es überdies nichts Auffallendes, dass entgegengesetzt gerichtete Bewegungen hier weit mehr in Wettbewerb miteinander treten als dies meist angenommen wird. Eine Beschränkung südgerichteter grosser Ueberschiebungen auf die sogen. Dinaridenregion der Alpen findet in keiner Weise statt. Tatsächlich haben die neueren Beobachtungen über den südlichen Rand der Nordalpen ergeben, dass auch hier beträchtliche „Rücküberschiebungen“ in der Richtung auf die Zentralzone stattgefunden haben.

Die Scherungsflächen, die an der Flyschgrenze unter den nördlichen Kalkalpenrand eintauchen, können wohl noch soweit in das Innere reichen, dass die gegen den Tauernbogen gerichtete Ueberschiebung sich teilweise bereits auf ihrem Rücken befindet. Ähnlich sind auch in den Westalpen die sogen. Rücküberfaltungen (z. B. Valsavaranchefalte) in der penninischen Zone bereits in Gebieten nachgewiesen, in deren Unterlage man noch das Durchziehen der grossen

²¹⁾ Die adriatische Umrandung. Mitt. d. geolog. Gesellsch. Wien 1913.

Trennungsfläche des Briançonnais annehmen muss. Auch in dem nach Norden gedrängten System der Jurafalten sind im neuen Hauensteintunnel durch Buxtorf Ueberfaltungen in der Richtung nach Süd nachgewiesen worden, die allerdings im Verhältnis zu den oben genannten untergeordneter Art sind.

Fassen wir den Bau in der oben kurz dargestellten Art auf, dann sind die Zentralalpen Oesterreichs keine wurzellose Deckenserie,*) sondern eine axiale Region, in der sich durch die erwähnte doppelte Ausweichungsmöglichkeit die beiden Hauptüberschiebungsrichtungen kombinieren und teilweise überdecken. Die mittleren Gebirgstelle erhalten dieselbe Zwischenstellung, wie sie die in ihre Fortsetzung gehörige Rhodope gegenüber den Balkanfalten einerseits, den dinarischen Gebirgen andererseits einnimmt. Damit ist auch das Verhalten hinsichtlich der Schwereverhältnisse ohne weiteres verständlich.

Karpathen. Das Massendefizit ist am stärksten dort ausgeprägt, wo die Faltenzone am meisten eingengt ist, nämlich im alpinen Hauptstrang. Mit dem Auseinandertreten der Faltenzüge in das karpathische System einerseits, das dinarische andererseits lockert sich das Gefüge, und die beiden aus den Alpen hervorgehenden Defizittröge werden verhältnismässig schmal und seicht. Man möchte annehmen, dass im Osten, wo die Karpathen ihre gewaltige Schwenkung von den transsylvanischen Alpen in den Balkan vollziehen, wieder eine beträchtlich stärkere Störung der Gleichgewichtsflächen stattgefunden hat; nur liegen leider über dieses Gebiet keine Messungen vor. Immerhin zeigen die Karpathen nach den Beobachtungen von Sterneck in dem Profil Lemberg - Munkacz ganz erhebliche negative Anomalien, die sich weit in das Vorland erstrecken.

		Höhe	$g_0'' - \gamma_0$	$g_0 - \gamma_0$	
nördl. Vorland	{	Lemberg	314	- 76	- 43
		Glinna	301	- 77	- 45
		Mikolajów	264	- 61	- 33
		Bilcze	295	- 93	- 62
		Stryl	300	- 55	- 23
nördl. Karpathen- Seite	{	Skole wiés	447	- 107	- 64
		Slawsko	594	- 74	- 15
		Lawoczne	664	+ 8	+ 76
südl. Karpathen- Seite	{	Volocz	493	+ 5	+ 53
		Szolyva	201	+ 50	+ 69
		St. Miklos	158	+ 6	+ 21
		Munkacz	123	+ 23	+ 36
		(Rand der Ebene)			

Die Verwandtschaft der Karpathen mit dem Apennin und dem Atlas, also mit Gebirgen der tyrrhenischen Umwallung, tritt deutlich darin hervor, dass auch in ihnen das Defizit weit nach aussen gerückt ist, während die Ueberschüsse

*) Auch Heritsch ist durch die Gesamtbetrachtung der Ostalpen zu einem ablehnenden Standpunkt gegenüber der jetzt üblichen Deutung dieses Gebirges gedrängt worden. Vergl. „Die österreichischen und deutschen Alpen.“ Handbuch der Regionalen Geologie II. 5a. Heidelberg 1915.

von innen her aus dem Senkungsfeld in die Ketten eindringen und ein unregelmässiges Schwerebild ergeben. Ungefähr so weit wie sie reichen auch die Einbrüche und die begleitenden jungvulkanischen Erscheinungen. Die Gebirgsinsel des Bakony-Waldes, die kleinen Karpathen, die inneren Kerngebirgserhebungen zwischen Waag- und Granfluss zeigen positive Anomalie; sie ähneln in dieser Beziehung den Horsten vom Schwarzwald- und Harztypus.

Schlussbemerkungen zum 3. Abschnitt.

Die auffallende Hebung der Isanomalien, die in der Strecke von Wien bis Südmähren so beträchtlich ist, dass auf den nach der alten Helmertschen Formel berechneten Isanomalienkarten von Sterneek und Costanzi die Verbindung zwischen dem alpinen und dem karpathischen Defizitgebiet sogar völlig unterbrochen erscheint, dürfte in Verbindung mit der herzynischen Dichteschwelle stehen, die Deutschland in nordwest-südöstlicher Richtung durchzieht. (Vergl. S. 54.) Was deren Ursache anbelangt, kann sie in jener alten osteuropäischen Strukturform zu suchen sein, die zur karbonischen Zeit das Umbiegen im östlichen Teile des variskischen Gebirges, zur Tertiärzeit das offenbar aus dem gleichen Grunde stattfindende Schwenken der Karpathen veranlasste. Den beiden so verschiedenen alten Falteingürteln ist nämlich Halt geboten durch den nordwest-südöstlich laufenden Abbruch des fennoskandisch-südrussischen Rumpfes. Eine parallel dazu laufende Dichteschwelle ist unter diesen Umständen sehr verständlich.

Die alpin-karpathische Faltung hat dort, wo sie über der Verlängerung der herzynischen Dichtewölbung liegt, wohl niemals die Höhe erreicht, wie in den mittleren und westlichen Alpen. Das Verhalten der Oberkreide stützt diese Auffassung, denn die marinen Gosauschichten greifen in dieser kritischen Region nicht nur in den östlichen Teil der Kalkzone ein, sondern sie liegen in der Kainach (Steiermark) am Osthange der Zentralalpen, weiter südlich auch am Hang des Bachergebirges. Sie umgürteten also diese Teile der Zentralalpen, während nicht die mindesten Anzeichen dafür vorliegen, dass sie diese weiter westlich jemals überbrückten. Letztere Gebiete müssen schon durch die mittelkretazische Faltung höher emporgewachsen sein als die Nachbarschaft der pannonischen Region. Auch die Einsenkungen, welche zur Neogenzeit die Lücke von Wien verursachten, folgten dieser niedrigen Stelle im Falteingürtel.

Die Beobachtungen kurz zusammenfassend erkennen wir, dass die Faltung eine intensive, wellenförmige Störung des Gleichgewichts herbeigeführt hat, die auf der Isanomalienkarte das Bild der Kettengebirge in grossen Zügen klar hervortreten lässt. Ein Vergleich mit der orographischen Karte zeigt, dass sich nur innerhalb gewisser Grenzen die orographische Höhe in der Schwerestörung widerspiegelt. Die Ausnahmen sind häufig genug: man vergleiche den Schwereüberschuss unter dem hochaufragenden Korsika und Kalabrien, unter den Bergen von Varallo, den kleinen Karpathen, den Bergen zwischen Munkacz und der galizischen Grenze usw. Diese bei rein orographischer Betrachtung ganz unverständlichen Ausnahmen erweisen sich aber bei Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse als gesetzmässig und werden noch zu besprechen sein.

Die Zonen des stärksten Defizits bedeuten erhebliche Verstärkung der leichten Rindenteile durch die Faltung.²³⁾ Sie knüpfen sich in den zwar nicht streng symmetrisch gebauten, aber nach beiden Seiten überfalteten Alpen ganz vorwiegend an die mittleren Gebirgstteile, während sie in den eine Innendepression umfassenden apenninischen und karpathischen Ketten weit nach aussen, teilweise sogar bis in das dort befindliche niedrige Vorland gerückt sind. Es ist daher nötig, auf das Verhalten der Gebirge zu den Senken näher einzugehen.

III. Das Verhältnis der mediterranen Faltengebirge zu den Senken.

1. a) Die nördlichen Randsenken.

Die grossen tertiären Kettengürtel Europas sind gegen die mittel- und westeuropäischen Rumpf- oder Tafellandschaften durch einen bis über 100 km breiten vertieften Saum abgegrenzt, der durch seine Ausfüllung mit Tertiär- und Quartärablagerungen auf dem geologischen Kartenbild noch schärfer heraustritt als auf der orographischen Karte durch seine geringe Meereshöhe. Es handelt sich um den in der geologischen Literatur oft erwähnten Streifen der Randsenken (Saumtiefe nach Stille²⁴⁾, der besonders auffällig vor den betischen Falten Südspaniens, den Alpen, Karpathen, dem Kaukasus entwickelt ist, und der auf der entgegengesetzten Seite des Faltengebirgsgürtels den Atlas in der Zone der Schotts, die iranischen und himalayischen Falten in der mesopotamischen bzw. indogangetischen Ebene begleitet.

Beschränken wir uns zunächst auf das auch gravimetrisch gut erforschte Alpen- und Karpathenvorland, so ist zu bemerken, dass es nach seiner geologischen Geschichte zum Einfassungsgebiet jener mesozoischen Geosynklinale gehört, aus der zur Kreide- und Tertiärzeit die eurasiatischen Kettengebirge emporwachsen. So hat das Alpen- und Karpathenvorland, soweit wir seinen Untergrund kennen, mitteleuropäischen Charakter; die trennende Scheide zwischen germanischer und alpiner Trias muss teilweise in seinem Untergrunde durchziehen. Eine Bohrung bei Wels in Oberösterreich hat unter 1037 m Miozän und Oligozän unmittelbar den Gneis des kristallinen Grundgebirges angetroffen. Das Karpathenvorland ist weithin von Schichten des sudetischen Aussengebietes unterlagert, denn es haben nicht nur die bekannten Kohlenbohrungen in Mähren und Westgalizien produktives Karbon angetroffen,

²³⁾ Als Ganzes genommen, bedeuten aber auch solche Gebirge eine Ueberlast. Nehmen wir z. B. die mittlere Höhe der Alpen nach Leopoldt mit 1400 m an: ferner das aus der Isanomalienkarte berechnete mittlere Schweredefizit mit -72 Einheiten der 5. Dezimale von g , so ergibt sich für dieses Gebirge bei einem spez. Gew. von 2.5 eine totale Schwerestörung $g_0 - \gamma_0 = +73$ entsprechend einer Platte von 700 m Höhe und der angegebenen Dichte. Diese Ueberlast müsste durch benachbarte Krustenteile ausgeglichen werden, wobei aber damit zu rechnen ist, dass bei der zähen Beschaffenheit der Unterlage gewisse Unvollkommenheiten der Isostasie immer bestehen werden.

²⁴⁾ Stille: Alte und neue Saumtiefen. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 1919.

sondern es ist auch exotisches Material von solchem im Flysch bis Delatyn am Pruth bekannt.

Die alpin-karpathische Randsenke ist also ein hinabgebogener Teil der verhältnismässig starren nördlichen Einfassung der Geosynklinalregion. Sie bildete sich dort aus, wo — mit Stille zu sprechen — vor der Faltung die ungefähre Grenze zwischen „mobilem“ und „stabilem“ Krustenteil lag.

Der Uebergang von der starren und wohl auch mächtigen Kruste Mitteleuropas in die nachgiebigere, schon in geringer Tiefe sich plastisch verhaltende Geosynklinalzone war meist ein allmählicher, wie man beispielsweise in den Westalpen beobachten kann, wo der Schweizer Jura als sichtbare Brücke beide Regionen miteinander verbindet. Ähnliches scheint sich auch in Südspanien dort zu zeigen, wo das Ruidera-Plateau mit den subbetischen Falten zusammenhängt. — Als sich die Faltenmasse der Alpen und Karpathen ausbildete und nicht nur nach oben wuchs, sondern zugleich in ihre Unterlage einsank, verhielt sie sich nicht wie ein Eisberg im Wasser, sondern sie zog wegen ihrer elastischen Verbindung mit der Vorlandkruste und wegen der plastischen Beschaffenheit ihrer Unterlage den angrenzenden Teil des starren Rahmens mit sich hinab. Häufig erfolgte dabei infolge dieser Spannung die Abtrennung des Randstreifens vom weiteren Aussengebiet durch einen Bruch: vergl. den Guadalquivir-Bruch, den ostfranzösischen Rhone-Saone-Bruch und die süddeutsche Donaulinie. Ich halte diese Erscheinung für eine wichtige Ergänzung des geologischen Bildes der Randsenke; diese ist trotz ihrer Ähnlichkeit mit einer flach gespannten Synklinalen nicht eine Faltungs- sondern eine Senkungserscheinung.

Das Kettengebirge wird nicht für sich allein, sondern in Verbindung mit seinem Vorland kompensiert. Letzteres hilft das Gebirge tragen, und so erklärt sich auch sein auf weite Strecken ungedecktes Defizit.

Bei dem im N und S von Aufragungen der Erdrinde eingeschlossenen Typus der alpin-karpathischen Randsenke nimmt diese während ihrer allmählichen Bildung die vom Gebirge ständig hineingeschwemmten Abtragungsprodukte bis zu einer Mächtigkeit von einigen Kilometern auf. (Schweizer Molasse 2500—3000 m mächtig.) Dass aber die Anhäufung des herabgeschwemmten Detritus für sich allein nicht genügen würde, um die Vorlage des Gebirges hinabzudrücken und in ihr verlängerte Sedimentationsdauer zu bewirken, ergibt sich schon daraus, dass die Ablagerungen grossenteils unter oder wenig über dem Meeresspiegel erfolgten. So tief könnte das leichte Sedimentmaterial selbstverständlich gar nicht in seine spezifisch schwerere Unterlage tauchen; die Ablagerungen müssten entsprechend der Dichtedifferenz über den Meeresspiegel emporwachsen und dadurch bald zum Stillstande gelangen.

Auffallend schmal wird das Vorland zwischen Wien und Krakau, d. h. in der gleichen Gegend, in der auch die Gleichgewichtsstörung durch die Faltung eine geringere ist und daher die Zugwirkung auf den Randstreifen schwächer gewesen sein muss.

Die Vorstellung, dass die Randsenke als Begleiterscheinung des Eintauchens der Faltenwülste entstand und sich in Zusammenhang damit durch

lange Zeit vertiefte, hat keine Schwierigkeit, wenn man die Breite betrachtet: im indogangetischen und mesopotamischen Vorland, hinter dem die gewaltigen asiatischen Faltengürtel lagen, beträgt sie etwa 300 km und darüber, in Süddeutschland höchstens 100 bis 120 km. Im Vergleich dazu ist die Mächtigkeit der Kruste, innerhalb der die Dichtestörungen auftreten, gross genug, um eine derartige Reichweite der Zugwirkung erklärlich zu machen, denn nach den Berechnungen von Helmert und Hayford liegt die Ausgleichsfläche i. A. etwa in 120 km Tiefe.

Während eines grossen Faltungszyklus, dessen Wirkungen sich in den Alpen mit wechselnder Stärke und mit wechselndem Schauplatz vom späteren Mesozoikum bis ins Quartär erstreckten und wohl heute noch nicht vollkommen abgeschlossen sind, schreitet der Faltungsprozess bekanntermassen im grossen und ganzen nach aussen vor. Er ergreift staffelweise die benachbarten Teile der Randsenke, die durch ihre mächtigen Sedimente in zunehmendem Masse für Faltung empfänglich werden.²⁵⁾ In der oberen Kreide und im älteren Tertiär lag die Randsenke noch in der heutigen Flyschzone, dann wurde diese dem Gebirge einverleibt und die Senke nahm ihre heutige Stellung an, wobei die nach Norden fortschreitende Tertiärtransgression die Verlagerung auch stratigraphisch andeutet.

Um Verwechslungen mit dem Wandern der grossen Faltungszyklen (z. B. des kaledonischen, variskischen, alpinen) zu vermeiden, soll man bei der genannten Erscheinung besser nicht von Wanderung, sondern vom Weitergreifen der Faltung im Verlaufe eines Zyklus sprechen.

Um die gravimetrischen Vorlanderscheinungen voll zu würdigen, darf man nicht vergessen, dass diese Gebiete im unteren und mittleren Miozän gossenteils unter dem Meeresspiegel lagen, so dass ihr beträchtliches Defizit ($g_0 - \gamma_0$) noch weniger kompensiert war als heute und zudem noch um einen gewissen Betrag grösser zu denken ist, da bei der damaligen Tiefenlage die leichte Oberkruste um einige hundert Meter tiefer unter die Geoidfläche tauchte als jetzt. Ein solches unkompensiertes Defizit ist nur denkbar, wenn sich ein Teil des Alpengewichtes auf das Vorland übertrug. Für sich allein würde ein solches Verhalten allen Erfahrungen, die man über die Gleichgewichtsverhältnisse hat, widersprechen.

Man kann daran denken, dass die zur Trockenlegung der Randsenke führende, einige hundert Meter betragende Hebung der Postmiozänzeit in Zu-

²⁵⁾ Nach Ansicht von Stille: Saumtiefen S. 14—16, ruhten die orogenetischen Vorgänge (Faltung und Ueberschiebung) während der Zeit des Einsinkens der Vortiefen und es fanden auch im Gebirge damals nur weitgespannte hebende und senkende Bewegungen oder flache, auf solche Wirkungen hinauslaufende Verbiegungen statt. Ich glaube auf Grund des stratigraphischen Umfangs der alpin-karpathischen Flysch- und Vorlandablagerungen, dass diese Regel wiederholt durchbrochen wurde und dass die Vertiefung der Randsenke auch während mancher wichtiger Gebirgsbildungsphasen, z. B. der mittelkretazischen (vor-gosauischen) Faltung vor sich ging. — Stille definiert die „fossilen Saumtiefen“, d. h. die Randsenken des alpinen, des variskischen und ähnlicher Gebirge als Zonen bruchloser und säkularer (epirogenetischer) Absenkung am Aussenrande präexistierender Gebirgsbogen. Das letztere Attribut würde ich auf Grund der Geschichte der alpin-karpathischen und ähnlicher Randsenken ersetzen durch die Bezeichnung: „in Bildung begriffener“ Gebirgsbogen.

sammenhang mit der Entlastung durch starke Abtragung des Gebirges steht. Nun ist zu bedenken, dass ein beträchtlicher Teil des abgeschwemmten Materials im Vorlande liegen blieb. Er wurde also nur etwas weiter nach aussen-geschafft, so dass die Entlastung im ganzen nicht besonders gross zu sein braucht. Es ist zwar möglich, dass hier die Verschiebung des Gewichts eine Rolle spielt, denn letzteres rückte mehr gegen das starre Aussen-gebiet, wo seine Wirkung sich verbreiterte und dadurch im einzelnen abgeschwächt erscheint.

Ich nehme aber nicht an, dass die erwähnten nachträglichen Veränderungen im Vorlande eine einfache isostatische Erscheinung sind, denn die Molassefaltung ist zweifellos tektonisch. Immerhin werden die durch die ausklingende Faltung bewirkten flachen Aufwölbungen, die im Innern des Gebirges Hebung und Zertalung der tertiären Rumpfflächen hervorriefen, durch solche Veränderungen der Schwereverhältnisse gefördert.

Heim spricht in seinem fesselnden Vortrage: „Die Schwere der Berge“ die Ansicht aus, dass die Alpen dem Gleichgewichtsbestreben mit bedeutender Verspätung folgten. Sie sollen noch im Quartär zurückgesunken sein, so dass die Verschüttung grosser Talböden in den äusseren Alpenzonen, die Entstehung der Randseen, das Auftreten rückläufiger Neigungen in der Molasselandschaft dadurch veranlasst wurde. Diese Annahme einer verzögerten isostatischen Anpassung verträgt sich zunächst nicht mit der Beobachtung, dass die miozänen bis pliozänen Rumpf- und Terrassenflächen seit ihrer Bildung gehoben und zerschnitten sind. Die Lösung dieses Widerspruchs zwischen den Beobachtungen über ganz junge Aufwölbungen und den von Heim, neuerdings auch von E. Kayser (Sitzungsber. bayr. Akad. 21. Juni 1919) erwähnten Anzeichen von Vorlandsenkungen ist m. E. darin zu suchen, dass in den Alpen die erlöschende Faltungskraft noch immer mit dem in der Ueberlast des Gebirges (vergl. S. 20) begründeten Isostasiebestreben in Wettstreit steht, dessen Ergebnis örtlich verschieden ist, jedenfalls aber einer vollen Kompensation entgegenwirkt.

1. b) Das Rumpfggebiet in seinen Beziehungen zum Faltengürtel.

Es ist klar, dass die Ersetzung von schweren Tiefenmassen durch leichtere Rindenteile, wie sie im Faltengebirge und in der Randsenke stattfand, eine Verdrängung der ersteren bedeutet und sich wegen der nur plastischen, nicht flüssigen Natur dieser Massen in der Nachbarschaft bemerkbar machen muss. Dementsprechend sehen wir in den Vogesen, im Schwarzwald, etwas schwächer auch in der Zone Kehlheim-Passau-Linz sanfte Dichteschwellen aufsteigen, so dass die Berge hier als weitere Ueberlast erscheinen (man vergleiche das schematische Bild der „Schwereantiklinale“ des Schwarzwaldes in Heim: Gewicht der Berge). Eine andere, stärkere Dichtewölbung mit Ueberschüssen, die bis ca. 40 steigen, zieht sich, einen stumpfen Winkel mit der Kehlheim-Linzer Schwelle bildend, quer über das Streichen der alten eingeebneten Falten des variskischen Gebirges vom Südsporn der böhmischen Masse in nordöstlicher bis ostnordöstlicher Richtung bis zum Gebirge von Sandomir.

Das den Isostasieverhältnissen zwar nicht völlig, aber wenigstens annähernd angepasste Defizit des Hauptgebiets der Böhmisches Masse erhält dadurch die Form einer breiten, gegen Süden durch die genannten Dichteschwellen, gegen Norden durch den herzynisch-sudetischen Schwellenzug grossenteils umrahmten Schüssel.

1. c) Vergleiche mit anderen Gebieten.

Geologisch gleichartig wie das alpin-karpathische Vorland verhält sich die Guadalquivirsenke in Südspanien, die leider in ihren Schwereverhältnissen noch nicht durchforscht ist, aber nach den wenigen vorhandenen Anzeichen ähnliche Ergebnisse wie ersteres erwarten lässt. Man kennt folgende Werte: Huelva im Randgebiet der Meseta +55, San Fernando bei Cadix am Südweststrande der Guadalquivirsenke —19, Granada am Nordfluss der Sierra Nevada —115, Tarifa westlich der Halbinsel Gibraltar —61. Negativ sind auch die zentralspanischen Becken und das Pyrenäenvorland. Hingegen zeigt die südliche Abbruchküste Spaniens positive Werte wie die entsprechenden Gebiete Italiens und Nordwestafrikas. Die Zone der Schotts am Südfuss des Atlas ist nach den S. 8 erwähnten Messungen in Laghuat und Biskra, die an ihrem Rande liegen, zu den Defizitgebieten zu rechnen.

Sehr gut stimmt ferner mit den Erfahrungen über die Alpen der gravimetrisch gut bekannte Kaukasus und sein Vorland, wie folgende Schwereprofile zeigen.

	Ort	Beobachtungsjahr	Seehöhe	$g'' - \gamma_0$	$g_0 - \gamma_0$
Vorland und nördliche Abdachung	Stawropol	1902	587	— 28*	+ 37
	Pjatigorsk	1902	488	— 47*	+ 7
	Grosny	1907	140	— 83*	— 68
	Wladikawkas	1907	679	— 74*	+ 1
Hauptkette	Gudaursk	1910	2200	— 100	+ 149
	Kasbek	1910	1727	— 86	+ 110
Kurniederung	Gori	1907	578	— 110*	— 46
	Tiflis	1909	406	— 61	— 19
Armenisches Hochland	Achalkalaki	1908	1717	— 117*	+ 78
	Kars	1900	1750	— 136*	+ 63

Die mit * bezeichneten Zahlen sind nicht in den Tabellen von Borrass angegeben, sondern wurden nur annäherungsweise, unter Zugrundelegung der sonst im Kaukasus herrschenden Gesteinsdichte 2,7, eingefügt.

Besonders interessante und in der Literatur über die Schwereanomalien schon seit den Arbeiten von Pratt berühmt gewordene Erscheinungen zeigt die indogangetische Ebene am Fuss des Himalaya, wo die Massenverteilung durch Pendelbeobachtungen und durch die Messungen der Lotablenkung untersucht ist. Die Defizite ($g'' - \gamma_0$) des Himalaya erstrecken sich unter die Niederung am Fuss des Gebirges und sind derart bedeutend, dass Burrard den Untergrund der Ebene nicht als einen einfachen Sedimentationstrog, sondern als eine bis 20 englische Meilen hinabreichende, von leichterem Sedimentärmaterial erfüllte subkrustale Spalte erklärte. Hayden²⁶⁾ lehnte diese extra-

²⁶⁾ H. H. Hayden: Notes on the relationship of the Himalaya to the Indogangetic Plain and the Indian Peninsula. Records Geol. Survey of India, Vol. XLIII. Pt. 2, Calcutta 1913.

Neuere Arbeiten über diesen Gegenstand stammen von Oldham, Mem. Geol. Survey of India, Bd. 42, II, 1917, Burrard, Geographical Journal Bd. 51, 1918, Morley-Davies, *ibid.* Bd. 52.

vagante Vorstellung mit triftigen Gründen ab und wies nach, dass es sich um eine breite, vom Rande der peninsularen Rumpfgebirgsmasse nach Norden sanft abdachende, mit Detritus erfüllte Mulde handelt. Ihr tiefster Teil (etwa auf 11—13 000 Fuss geschätzt) rückt unmittelbar an den Gebirgss Fuss heran und ist an letzterem durch eine Reihe von schuppenähnlichen Ueberschiebungen begrenzt. Das Bild erinnert uns sehr stark an das Alpenvorland der Schweiz.

Ungefähr 150 englische Meilen (246 km) südlich des Gebirgss Fusses zieht eine auffallende, sowohl durch das Lot wie durch das Pendel nachweisbare Dichteschwelle: „ein unsichtbarer Gürtel übergrosser Dichte, parallel zum Himalaya“ durch, deren Bestand in erfreulicher Weise die Gesetzmässigkeit der im Norden des alpin-karpathischen Faltenbogens beobachteten Erscheinungen bestätigt.

Helmert hat in seiner Arbeit über die Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste einige Zahlen über die totalen Schwerestörungen ($g_0 - \gamma_0$) des Himalaya und seines Vorlandes zusammengestellt. Sie zeigen für zwei N. von Calcutta unmittelbar am Gebirgss Fuss gelegene Stationen von ca. 100 m Seehöhe den Betrag von -128 Einheiten der 5. Dezimale von g und verschwinden 150 km weiter südlich. Hingegen erreicht im Gebirge selbst die totale Schwere störung zum Teile bedeutende positive Beträge, so z. B. in einer 50 km vom Fuss entfernten Station von 3586 m Höhe die Ziffer $+199$, in einer weiter einwärts gelegenen Station von 4696 m Höhe nur noch $+33$. Im Himalaya herrscht also ebenso wie in den Alpen und im Kaukasus i. A. positive Totalstörung, die aber infolge des Massendefizits kleiner ist, als der orographischen Erhebung entsprechen würde. Einen Teil der isostatischen Kompensation übernimmt das Vorland, worauf Osmond Fischer hinwies.

Dass der Himalaya noch kein verspätetes Nachsinken im Sinne von Heim zeigt, geht aus den weithin fortlaufenden, durch die junge Erosion zerschnittenen Verebnungsflächen der Vorberge deutlich hervor.

Das tektonische Phänomen der Randsenken vom Typus des Alpen- und Himalaya-Vorlandes ist, wie schon Süss im „Antlitz der Erde“ betont hat, auf das nächste verwandt mit dem der sogen. Vortiefen, die im pazifischen Randgebiet den Saum der Gebirgsgirlanden begleiten und auch manchen suboceanischen Ketten nicht fehlen. Nach den Messungen über der Tongatiefe zu schliessen, sind sie nicht kompensiert, verhalten sich also gravimetrisch wie die Randsenken des alpinen Systems. Nach meiner Ansicht ist Süss im Recht, wenn er diese Gebilde nicht einfach als Faltungsmulden grossen Stils, sondern als Senkungstreifen (nicht Gräben!) betrachtet; nur stimmt seine weitere Bemerkung, dass sie „aus den radialen Elementen der Kontraktion, d. h. aus Senkung infolge Verminderung des planetarischen Volumens“ hervorgehen, nicht zu den oben erwähnten Erfahrungen über die Schwereverhältnisse. Süss drückt sich, wie Tietze und neuerdings Stille (Alte und neue Saumtiefen S. 5/6) hervorgehoben haben, hier nicht ganz widerspruchsfrei aus. Seine an anderer Stelle den pazifischen Vortiefen geltende Bemerkung „fast möchte man meinen, das Vorland werde durch das vordringende Gebirge eingedrückt“ III. 2. S. 722, hebt die Geltung des oben angeführten Satzes mehr oder minder auf und verweist, wenn auch in anderer Weise, als dies oben dargelegt wurde, auf einen genetischen Zusammenhang mit der Faltengebirgsbildung.

2. Die adriatische Geosynklinalbucht und das östliche Mittelmeer.

Die als buchtartiger Ausläufer des Mittelmeeres den Kettengebirgsgürtel einschnürende Adria zeigt ein sehr auffallendes Verhalten in den Schwereverhältnissen. Grosse Dichteüberschüsse, die durch das geringere Gewicht der Wassersäule nur zum Teile ausgeglichen sind, bezeichnen den südlichen Abschnitt dieses Meeres und greifen noch auf den sog. Antiapennin am östlichen Saum Italiens (Brindisi + 118, Bari 129, Tarent 100) über. Pelagosa zeigt + 93; dann erfolgt in der Richtung Venedig zugleich mit Verflachung des Meeres eine Verringerung der Ueberschüsse bis zu den fast normalen Werten am Ostrande der Poebene. Die Adria unterscheidet sich durch diese Schwereverhältnisse nicht minder wie durch ihre geologischen Merkmale ganz wesentlich vom alpinkarpathischen Vorland. Sie bildet nicht die Grenze zwischen starrem Aussengebiet und Kettengebirge, sondern eine langgestreckte muldenförmige Einstülpung, die zwei Aeste der Kettzone, nämlich den apenninischen und dinarischen, voneinander scheidet. In tektonischer Beziehung gehört sie dem letzteren an, da noch der Antiapennin und das Gebiet von Ancona dinarische Merkmale haben. Fassen wir aber die Hauptgürtel der Gebirge ins Auge, so wenden sie die Front gegen die Adria und sind in dieser Richtung fortschreitend gefaltet.

Das Verhalten der Adria ist das einer typischen Geosynklinale²⁷⁾, und zwar gilt dies schon für die Zeit, die der Faltung der beiderseitigen Gebirge vorherging. Schon in der mesozoischen Aera bestand hier nämlich ein breiter, weit über die Grenzen des heutigen Meeres hinausreichender Sedimentationstrog, in dem die vorwiegend aus Kalken bestehende Schichtenfolge Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern erreichte. So finden wir in den äusseren Falten des dinarischen Gebirges Ablagerungsreihen, die aus der Trias und dem Jura ohne Diskordanz in die Kreide führen (vergl. Ternovanerwald, Velebitgebirge, Svilajagebirge etc.). Die Zeit der grossen vorgosauischen Faltung, deren Wirkungen wir in den Ostalpen, Karpathen, in Mazedonien und Serbien, teilweise auch im westlichen Mittelmeergebiet beobachten können, ist hier ohne jede Spur orogenetischer Vorgänge vorübergegangen.

Die spätere Geschichte der Adria zeigt den Fortbestand der Geosynklinale unter allmählicher Einengung. So haben wir im Profil der dalmatinisch-istrischen Küstenfalten eine selbst an der Wende von der Kreide in das Tertiär nicht völlig unterbrochene, sondern durch die Einschaltung der brakischen bis limnischen „liburnischen“ Schichten ausgezeichnete Sedimentfolge, die von den Rudistenkalken bis in den obereozänen Flysch führt, während im Hochkarst beträchtliche Diskordanzen zwischen Mitteleozän und Mesozoikum starke orogenetische Bewegungen verraten.

Auch was sich während des späteren Tertiär in der Adria abspielte, steht damit in Zusammenhang. Die Achse der Meeresdepression lag zwar weiter westlich als jetzt, erstreckte sich aber bis in die Gegend von Turin. Diese lange, schmale Depression ist das offenkundige Relikt der grossen mesozoischen Mulde und zeigt weitere sinkende Bewegung. Noch im Quartär hat sich der Boden unter dem Ostrande der Poebene um rund 200 m gesenkt und die Bewegung hat die istrisch-dalmatische Küste mitbetroffen. Es ist unzutreffend,

²⁷⁾ F. Kossmat: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. *Mittell. d. Geolog. Gesellschaft.* Wien 1913, S. 65.

den in der tektonischen Literatur ziemlich beliebten Ausdruck „adriatische Masse“ zu gebrauchen, da er sich schon bei flüchtiger Betrachtung der Sedimentationsgeschichte als irrig erweist.

Mit kurzen Worten: Während die nordalpin-karpathische Randsenke ein Teil des nördlichen Rahmens ist, der infolge der alpinen Gebirgsbildung passiv, als Defizitgebiet, hinabgezogen ist, stellt sich die Adria als eine zwischen zwei Aeste der Kettengebirgszone eingreifende geosynklinale Einmuldung dar, die infolge ihres Dichteüberschusses sinkt. Es muss nach meiner Ansicht tief unter ihr ein Materialaustausch stattgefunden haben, und zwar infolge des Zuströmens von schwerer Masse, die bei der Faltung einerseits aus dem apenninischen, andererseits aus dem dinarischen Defizitgürtel verdrängt wurde.

Verfolgen wir die Südbegrenzung des mediterranen Kettengürtels, so wechseln Gebiete, in denen die Faltung bis an die zum afrikanisch-indischen Kontinentalblock gehörige Einfassung der Geosynklinale griff (z. B. Atlas- und Himalaya-Vorland) mit solchen, in denen weite Strecken tiefliegender Räume ausgespart wurden und die Kontinuität der Sedimentbildung bewahrten. Es wäre ja sonderbar, wenn sich der Verdrängungsvorgang der Geosynklinalen durch die Faltung durchaus in gleichmässiger Höhe und mit gleichmässiger Wirkungsweite vollzöge. Die Adria und das östliche Mittelmeer sind ein Restteil der „Tethys“.

Die Beobachtungen von Hecker ergaben hier

	Tiefe	Totale Schwerestörung	Daraus berechnete, ungefähre Dichteanomalie
Westlich von Kreta	3500	— 28	+ 182
Westlich von Kreta	3100	— 98	+ 88
Südlich von Kreta	2500	— 59	+ 91
Nähe von Port Said	50	— 68	— 45

Die negative Totalstörung lässt sich wohl ungezwungen so erklären, dass die Krustendepression nicht ausschliesslich auf Rechnung der eigenen Schwereverhältnisse zu setzen ist, sondern zur Kompensation benachbarter Schwereüberschüsse „übertieft“ ist, ähnlich wie die Randsenken zur Tertiärzeit waren und teilweise noch sind.

Im Gegensatz zum östlichen Mittelmeer zeigt das Rote Meer und der Golf von Aden totale Schwereüberschüsse von teilweise beträchtlicher Höhe.

Schaukelbewegungen des adriatischen Gebiets. Im Miozän und Pliozän lag die Achse der nördlichen und mittleren Adria näher am Apennin, während die äusseren dinarischen Falten bis auf italienischen Boden herüberreichten (Antiapennin) und einer Denudation unterlagen, die etwa zur Zeit der „miopliozänen“ pontischen Stufe bis zur Ausbildung von grossen Rumpfflächen führte. Im Oberpliozän wurde die Erosion in diesem Gebiet durch erneute Hebung derart belebt, dass eine reich zertalte Landschaft entstand. Allmählich griff aber von Westen her eine Senkung ein, die das pleistozäne Meer in die Talfurchen eindringen liess und die reiche dalmatinische Küstengliederung

schuf, während die Ostseite der Apenninhalbinsel im Gegensatz dazu Hebung und Landzuwachs erfuhr. Ich bin jetzt geneigt, diese auffallende Umkehr der Bewegungserscheinungen im istrisch-dalmatinischen Küstengebiet auf Rechnung des Wanderns der unterirdischen Dichtewellen zu setzen. Das tyrrhenische Gebiet zeigt nämlich infolge seines starken, den der pannonischen Ebene weit übertreffenden Dichteüberschusses eine kräftig fortdauernde Einsenkung nach der Faltung, und zwar — wie die tätigen Vulkane zeigen — noch heute. Mit diesem Einbruch schob sich infolge der Massenverdrängung die Dichtewelle weiter in den Apennin vor und drängte dessen Defizit an den Ostrand. Im Zusammenhang damit wanderte die adriatische Dichteschwelle nach Osten unter die äusseren Teile des dinarischen Gebirges. Diese wurden zunächst dadurch emporgewölbt (Oberpliozäne Erosionszeit), sanken aber in weiterer Folge nach, um das Gleichgewicht wieder herzustellen (Quartäre Senkung). Freilich bleibt diese Gedankenverbindung einstweilen hypothetisch, so lange nicht unsere Kenntnis der Vorgänge im östlichen Mittelmeer in diesem Zusammenhange erweitert ist.

Sicher sind die grossen Dichteschwellen als etwas in gewissem Sinne Labiles zu betrachten, weil jede bedeutende Lageveränderung von Teilen der Oberkruste eine Verlagerung der Isanomalien nach sich zieht und dadurch langsame, aber grosszügige Bewegungen auch in der Nachbarschaft auslöst. Die Verbindung dieser regionalen Vorgänge mit den tektonischen Einzelbewegungen einer in Faltung oder bruchförmiger Dislokation befindlichen Oberkruste (z. B. Kombination regionaler Beckensenkung mit örtlichem „orogenetischen“ Aufsteigen) macht die Analyse schwierig, dürfte aber durch Ueberblicken grösserer Gebiete mehr und mehr erleichtert werden. Wir kommen hier in ein Fragengebiet, das in der letzten Zeit wiederholt angeschnitten wurde; man vergleiche W. Pencks Untersuchungen über das Marmarabecken²⁹⁾ und Stilles Erörterungen des Verhältnisses von epirogenetischen und orogenetischen Vorgängen im saxonischen Faltungsgebiet.

3. Die Innensenken im Kettengebirge und ihre Verbindung mit den Aussensenken.

Zu den eigenartigsten Erscheinungen in den Kettengebirgen gehört das Auftreten unregelmässiger, von den äusseren Falten ganz oder teilweise umschlossener Einsenkungen innerhalb der Faltenzüge. Mitunter können solche Tiefgebiete auch durch die ganze Faltenzone greifen, so dass nur Inselzüge den tektonischen Zusammenhang andeuten. Einen sehr auffälligen Typus, der jenem der Sundasee und z. T. der ostasiatischen Randmeere ähnelt, stellt das nur von wenigen alten Gebirgsresten unterbrochene westliche Mittelmeer (tyrrhenisches Senkungsfeld im weiteren Sinne) dar. Seine ringsum gegen aussen gefaltete junge Umwallung macht zunächst den Eindruck eines umlaufenden Faltenringes, besonders weil der betisch-algerische Bogen einen Abschluss gegen den atlantischen Ozean bildet. Bei genauerer Untersuchung zeigt sich aber, dass dieser Eindruck nicht ganz zutreffend ist, denn die Kettenszone endet hier noch nicht, sondern der die Wendung vollführende Tell-Atlas

²⁹⁾ W. Penck: Grundzüge der Geologie des Bosphorus. Veröff. des Instituts für Meereskunde Berlin, Neue Folge A. 4. 1919.

ist nur ein innerer Zweig der nordwestafrikanischen Falten. Der den Hauptstrang bildende grosse Atlas geht durch Marokko frei zum Ozean hinaus, wo seine Spur verschwindet, aber jenseits in den Ketten von Venezuela ein Gegenstück hat. Nördlich des betischen Gürtels deuten die freilich nur schwach gefalteten hesperischen Gebirgszüge südlich des Ebrobeckens und die stark gepressten Pyrenäen nördlich von diesem ein Einzwängen der Faltung zwischen dem iberischen und armorikanischen Abschnitt des karbonischen Gebirgsrumpfes an.

Sämtliche Faltengürtel als Ganzes genommen machen im westlichen Mittelmeergebiet den Eindruck eines transversal zusammengeschobenen breiten Bandes, das einen Fremdkörper umschliesst. Der südliche Randstreifen beschreibt im Verlaufe von Piemont durch den Apennin und den grossen Atlas eine S förmige Schlinge, an welche sich die Leitlinie des nördlichen Randstreifens einerseits im Tell-Atlas, andererseits in der Provence enge anlegt, während sie zwischen den beiden Verschweissungsstellen von ihr durch die tyrrhenische Innensenke getrennt ist. Die im grossen zerknitterte Linienführung dieser Falten scheint eine auch durch das erwähnte Schlingenbild angedeutete Schleppung des ganzen Faltengürtels in ost-westlicher Richtung (vergl. Fig. 4 S. 30) zu verraten.

Am Golf von Genua kommen also der pyrenäisch-provençalische und der apenninische Faltungstreifen enge zusammen und als einziger Hauptstrang der Kettzone geht — so wie im Südwesten der grosse Atlas, — im Norden der schmale, aber durch höchstgesteigerte Faltung ausgezeichnete Alpenbogen hervor. Diese Zusammenfassung in einen Hauptstrang hält nur bis ungefähr zum Meridian von Wien an, dann löst sich das Gefüge wieder, indem sich der dinarische Ast vom alpin-karpathischen trennt und durch die pannonische Senke von ihm auch orographisch auffallend geschieden ist.

Jenseits der bogenförmigen Schleife, welche die Karpathen in der Richtung zum Balkan vollführen, tritt im südlichen Serbien und in Mazedonien wieder engere Raffung ein, wenn auch die Kompaktheit des Alpenstranges bei weitem nicht erreicht wird. Hierauf folgt Lockerung und Senkung im ägäisch-pontischen Gebiet und so wechselt das Bild fort und fort bis weit nach Asien hinein, wo im armenischen Hochland und in Pamir wieder besonders auffallende Gebirgsknoten vorhanden sind, deren zweitgenannter in verschiedener Hinsicht der bedeutendste der Erde ist.

A. Betrachten wir zunächst das tyrrhenische Gebiet, so finden wir, dass es in seinem Inneren Stücke von altem Bau wie Sardinien und Korsika enthält, die sich der jungen Faltung gegenüber im grossen und ganzen als Fremdkörper verhalten, wenn sie auch streifenweise von ihr überwältigt wurden. In den durch die Schwerebeobachtungen festgestellten Dichteverhältnissen stellt sich das tyrrhenische Becken als ausgesprochenes Plusgebiet dar, das im grossen und ganzen durch das geringere Gewicht seiner Wasserfüllung Kompensationsanpassung haben wird,²⁹⁾ in den Aufragungen aber sehr be-

²⁹⁾ Bei Messina beobachtete Hecker über einer Tiefe von 3000 m eine Schwere-
störung von — 52 Einheiten, entsprechend einem Dichteüberschuss der Gesteinsunterlage
von ca. + 130. Ueber einer Untiefe von — 200 m in 43°34' N. B. und 9°30' E. L. wird
sogar + 289 angegeben, was selbst den Wert für Stromboli sehr stark übertrifft. Aller-
dings sind die Ergebnisse der Schweremessungen auf See hinsichtlich der Genauigkeit mit
den Pendelbeobachtungen nicht zu vergleichen.

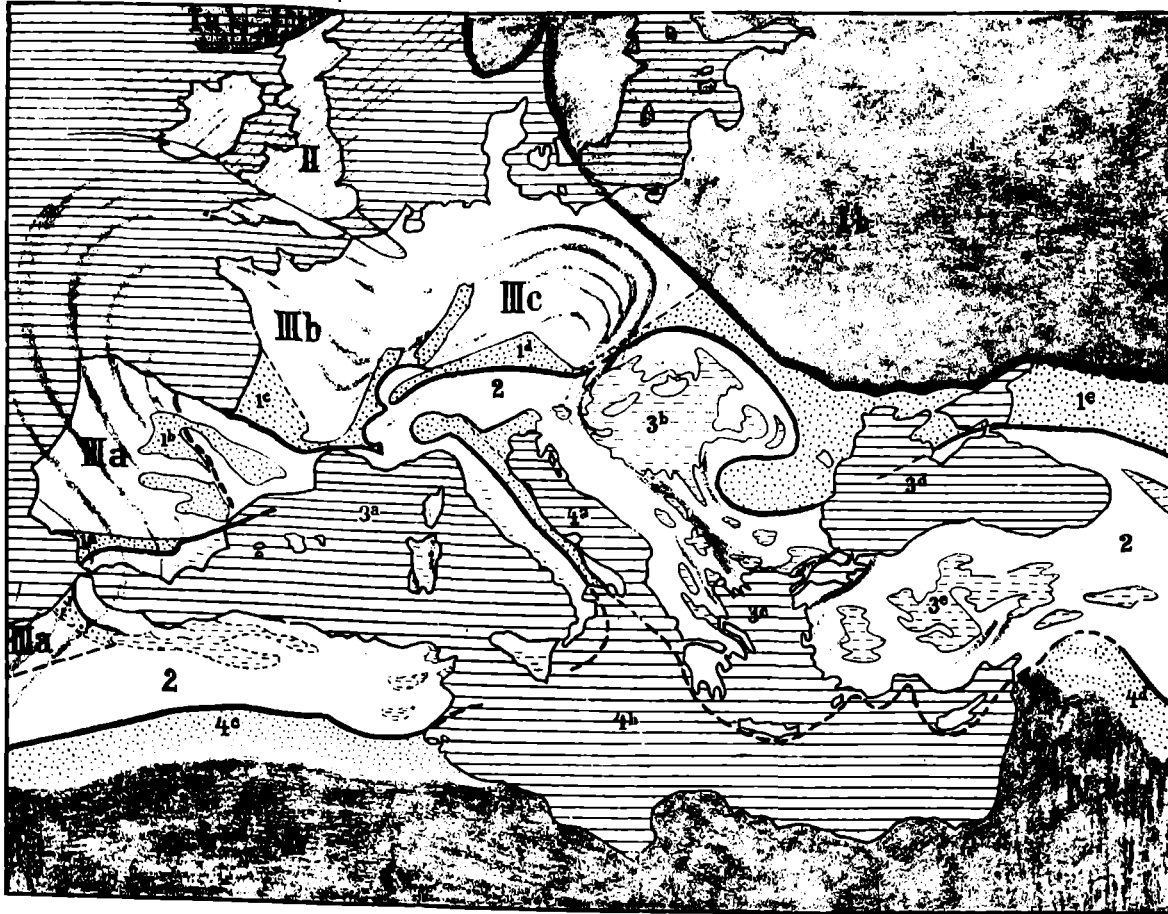


Fig. 4.

Skizze der mediterranen Kettengebirge Europas.

I. Huronisches Rumpfgebiet: a) Hebridenregion. b) Fennoskandischer Schild u. russische Tafel. II. Ordovizisches und Kaledonisches Rumpfgebiet. III. Armorikanisch-Variskisches Rumpfgebiet: a) Marokkanische u. iberische Meseta. b) Armorikanisches Gebirge. c) Variskisches Gebirge. IV. Aethiopisches Rumpfgebiet und Saharisch-syrische Tafel.

Mediterraner Kettengebirgsgürtel: 1. Nördl. Randsenkzone: a) Guadalquivirsenke. b) Ostspanische Becken. c) Garonne- und Rhonebucht. d) Nördl. Alpen-, Karpathen- u. Balkanvorland. e) Kaukasusvorland. 2. Aufragende Faltenzonen. 3. Innensenken: a) Westmediterranes Becken. b) Pannonisches Becken. c) Aegaeisches Becken. d) Pontisches Becken, e) Kleinasiatisches Becken. 4. Süd. Senkzone: a) Adriatisches Zwischenbecken. b) Ostmediterranes Aussenbecken. c) Atlasvorland. d) Taurusvorland.

deutende totale Ueberlasten aufweist. Als die Faltung in vollem Gang war, müssen weit grössere Teile als jetzt verhältnismässig hoch emporgetrieben gewesen sein, denn bedeutende Sedimentmassen des italienischen Flysch oder der Oberkreide der Provence bezogen ihr Material aus Gegenden, die heute tief unter dem Meeresspiegel liegen.

Vulkanische, im Jung-Tertiär an vielen Stellen einsetzende und bis in die Gegenwart reichende Ausbrüche, sowie Erdbeben von der katastrophalen Art der kalabrischen, sizilischen und toscanischen, begleiten den Vorgang des Nachsinkens, der besonders lebhaft nach der Hauptfaltung vor sich ging. Beim Messinabeben 1908 ist ein durch Wiederholung der Triangulation festgestellter flacher Einsenkungstrichter⁹⁰⁾ entstanden.

Man gewinnt bei dem Vergleich des tyrrhenischen Ueberschussgebietes mit den bescheidenen Dichteschwellen am Nordrande der alpin-karpathischen Aussensenke den Eindruck, dass hier ein sehr grosser Teil der aus den tiefen Dichtesyneklinalen verdrängten schweren Masse nicht nach aussen abwanderte, sondern im Inneren der Kettenschleifen zusammengestaut wurde. Die Ursache liegt teilweise wohl auch in der grösseren Krustendicke der starren Aussenregion und der anerkannt geringeren in der Geosynklinale.

Der Schwereüberschuss beschränkt sich, wie auf S. 28 in Zusammenhang mit der Adria erwähnt wurde, nicht auf die innerhalb der Faltenumrahmung gelegenen Teile des westlichen Mittelmeergebiets, sondern dringt sowohl in Italien, als auch in Nordafrika und Spanien ziemlich weit in die Faltenketten ein. Ich halte diese Erscheinung, die zu der bereits wiederholt erwähnten Inkongruenz zwischen orographischem Gebirgsverlauf und dem Dichtebild führt, in der Hauptsache für eine Folge des jungtertiär-quartären Senkungsvorganges, mit dem eine seitliche Verdrängung magmatischer Massen in der Tiefe verbunden gewesen sein muss, so dass die Schwere der angrenzenden Umwallungsteile im positiven Sinne beeinflusst wurde. Die Andeutung eines solchen mit der Senkung verbundenen Vorganges unterirdischer Massenverschiebung nach aussen darf vielleicht auch in dem Umstande erblickt werden, dass der Vulkanismus im Apennin Mittel- und Süditaliens hauptsächlich quartär ist, während die Eruptionen auf Sardinien seit dem Jungtertiär erloschen sind.

B. Das pannonische Becken hat ähnliche Charaktere wie das tyrrhenische. Auch in ihm zeigt das umgürtete und von jungen Strängen durchzogene Gebiet in beträchtlicher Ausdehnung Massenüberschüsse. Sie werden von insel- oder halbinselförmigen Defizitpartien in einer Form durchsetzt, die an das geologische Kartenbild schon äusserlich erinnert, ihm aber naturgemäss nur z. T. entspricht, da unter der einheitlichen Decke junger Schwemmlandbildungen viele Strukturelemente unserer Beobachtung entzogen sind. Die grosse Rolle von magmatischem Material⁹¹⁾ tritt im pannonischen Senkungsfeld

⁹⁰⁾ Verhandl. der 17. Konferenz der internat. Erdmessung. Hamburg 1912. II. S. 203. Skizzenkarte.

⁹¹⁾ Die Ausbrüche im pannonischen Gebiet gehören in der Hauptsache der Trachyt-Andesitreihe an und sind früher erloschen als im tyrrhenischen. In letzterem zeigt sich die bemerkenswerte Erscheinung, dass im Laufe der bis in die Gegenwart reichenden Ausbruchperiode dieser „pazifische“ Magmatypus durch den alkalireicheren „atlantischen“ abgelöst wird, was vielleicht mit fortschreitender Verstärkung der Kruste und Abnahme des aus letzterer stammenden Einschmelzungsmaterials zusammenhängt. Ueber die Magmafolgen vergl. Stark: Petrographische Provinzen. Fortschritte der Mineralogie. Jena 1914. S. 251 ff.)

ähnlich wie im tyrrhenischen stark hervor. Man kann hier geradezu von einem Vulkankranz sprechen, der den Innenabbruch der Karpathen, den Ostabfall der Alpen und die vielfach in Inselzüge aufgelösten inneren Teile des dinarischen Gebirges kennzeichnet.

Der Schwereüberschuss und der Einbruch dringt teilweise bis an den Innenrand der Flyschzone vor, ganz ähnlich wie im Apennin. Auch im Inneren des ungarischen Beckens dauert die Senkung genau so wie im Mittelmeer bis in das Quartär fort und wahrscheinlich ist sie auch heute noch nicht abgeschlossen. Die von Halavats²⁹⁾ veröffentlichte Zusammenstellung von Bohrungen in der Tiefebene bei Szabadka und Szegedin ergibt eine mächtige Reihe fluviatiler und limnischer Sedimente, die bis zur erschlossenen Tiefe von 600 m noch nicht das Liegende der mio-pliozänen pontischen Stufe erkennen lassen. Es wird eine interessante Aufgabe sein, das Bild der jungen Verbiegungen zu verfolgen, das sich ergibt, sobald man die Höhenlage der Landoberfläche zur pontischen Zeit an den Gebirgsumrandungen, den Inselbergen und im Beckentiefsten mit der heutigen Oberfläche genauer vergleichen kann. In den Lageveränderungen kommen selbstverständlich auch hier sowohl die regionalen wie die lokalen (orogenetischen) Krustenbewegungen zum Ausdruck.

Folgt man den Ketten nach Osten, so erreicht man das gravimetrisch leider noch unerforschte Gebiet der Balkanhalbinsel und des ägäischen Meeres, in welchem letzterem die orographische Wirkung der Faltung durch die Senkungen zu einem Teile aufgehoben oder übertroffen wird. Positive Schwerewerte dürften hier in ähnlicher Weise vorherrschen wie im westlichen Mittelmeer. Ueber den Pontus haben die Beobachtungen von Hecker³⁰⁾ Aufschlüsse gebracht, aus denen hervorgeht, dass im Untergrunde Dichteüberschüsse verbreitet sind, die durch das geringere Gewicht der Wassersäule i. A. kompensiert werden. Langdauernde Beckenvertiefung ist in diesen Gegenden durch verschiedene Beobachtungen nachgewiesen und auch jetzt noch in grosser Ausdehnung im Gange (vergl. Aegäis und Marmarameer).

Im Kriege hat die deutsche wissenschaftliche Kommission für die Erforschung Mazedoniens, Bulgariens und Serbiens auch Untersuchungen über die Schwereverhältnisse veranlasst, um dem oben erwähnten Mangel einiger Massen abzuhelpen. Herr Dr. Ansel aus Freiburg i. Br., der die Messungen vornahm, war so entgegenkommend, mir vor kurzem in die noch unveröffentlichten Ergebnisse Einblick zu gewähren und die folgende Mitteilung zu gestatten.

Die orographische Reduktion konnte noch nicht angebracht werden, macht aber so kleine Beträge aus, dass die Endziffern nicht wesentlich verändert würden.

Als mittlere Gesteinsdichte ist 2.5, als mittlere Erddichte 5.52 zugrunde gelegt.

²⁹⁾ J. Halavats: Die geologischen Verhältnisse des Alföld zwischen Donau und Theiss. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kg. ungar. geolog. Anstalt XI. 3. Budapest 1897.

³⁰⁾ O. Hecker: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Schwarzen Meere und an dessen Küste. Zenträlbüro für internat. Erdmessung. Neue Folge, XX. Berlin 1910.

Stationen	Velika Plana	Nisch	Čuprija	Leskovac	Vranje	Usküb	Raduse bei Usküb	Veles	Prilep	Sofia	Jambol
Seehöhe	130	210	120	222	475	256	341	173	675	603	135
$g_0'' - \gamma_0$	+ 10	+ 2	+ 8	+ 2	- 24	- 27	- 31	+ 2	+ 12	- 33	+ 27
$g_0 - \gamma_0$	+ 24	+ 21	+ 21	+ 16	+ 26	0	+ 5	+ 20	+ 82	+ 30	+ 38

Die beobachteten Schwerezeffern, die sich sämtlich auf die zentralen Beckengebiete der Balkanhalbinsel beziehen, zeichnen sich durch ihre verhältnismässige Ausgeglichenheit aus. Grosse Defizite, wie sie die alpine Zentralzone besitzt, fehlen; ja es stellen sich sogar einzelne Massenüberschüsse ein. Hierin zeigt sich eine bemerkenswerte Annäherung an pannonische Verhältnisse — eine Erscheinung, die auch in geologischer Beziehung zu beobachten ist, da die Balkanhalbinsel durch ihre kleinen inneren Senkungsbecken den Uebergang vom geschlossenen alpinen Kettentypus zu solchen Gebieten herstellt, die eine Innensenke nach Art der pannonischen umschliessen. Die grossen Defizite wären erst im dinarischen Hochgebirge einerseits, im Balkan anderseits zu erwarten.

Schlussbemerkungen über die Senken im Bereich der Kettengebirge.

Die im vorhergehenden Abschnitt zuletzt besprochenen Innensenken erweisen sich als ausgedehnte, i. A. an Verbreiterungen der Faltenzonen geknüpfte Schwereüberschussgebiete. Sie sind heterogener Natur, denn sie umfassen sowohl Reste der grossen Geosynklinalregion, der das Faltengebirge entstieg, als auch einzelne aufragende ältere Gebirgsfragmente mit Reliktentektonik. Während der Faltung und des darauffolgenden Nachsinkens sind sie Gebiete hochreichender magmatischer Durchdringung. Durch ihre innige Verknüpfung mit Erscheinungen des Vulkanismus, durch ihre unregelmässige, z. T. zackige Umgrenzung und durch den Schwereüberschuss unterscheiden sie sich von den gravimetrisch-negativen Randsenken, die als niedergezogener Saum der Aussengebiete auf beträchtliche Entfernung eine Einfassung der Kettengebirge bilden und in ihrem Wachstum auf die Dauer des Faltungszyklus beschränkt sind. Im Gegensatz dazu kann das Niedergehen der Innensenken so lange währen, bis der teils bei der Faltung neu erworbene, teils aus der vorangegangenen Geosynklinalzeit ererbte Massenüberschuss durch Sedimentauffüllung im sinkenden Raume aufgezehrt ist. Das gleiche gilt für Geosynklinalen vom Adriatypus. Der Senkungsvorgang in Ueberschussgebieten überdauert die Faltung lange. Zahlen haben hier wenig Wert: denken wir uns aber beispielsweise einen regionalen Massenüberschuss von + 50, der einer Gesteinsplatte von 500 m Dicke und 2,4 Volumgewicht entspricht, so muss eine Sedimentmasse von 5000 m Stärke und der genannten Dichte an Stelle einer um 10 Prozent schwereren Tiefenmasse treten, damit der Gewichtsausgleich hergestellt wird. Es ist damit die Möglichkeit einer langdauernden Sedimentation gegeben.

Es erhebt sich die Frage: Bezeichnen Senken wie das tyrrhenische Meer und pannonische Becken, das östliche Mittelmeer und seine Anhänge Teile einer in Fortbildung begriffenen Geosynklinalreihe, die den Keim einer künftigen Faltung in sich trägt? Es ist wohl anzunehmen. Sie verhalten sich gegenüber den heutigen mediterranen Ketten ähnlich, wie sich die deren Faltungszyklus vorbereitende Geosynklinale der mesozoischen Zeit gegenüber dem variskischen Faltengürtel verhielt. Ein Blick auf die Verteilung des mediterranen Triasmeeres in Europa zeigt deutlich, dass grosse Teile seiner Ausdehnung an variskische Innensenken gebunden waren, aber mit den alten Geosynklinalresten im Süden und den Randsenken im Norden (man vergl. die Verbindung des karpathischen Triasmeeres mit dem oberschlesischen) in ähnliche Verbindung traten, wie dies bei den kaenozoischen Senken des mediterranen Faltengebiets der Fall ist.

Durch Verbiegung infolge tangentialer Druckwirkung kommen derartig weitgespannte, sinkende Erdstreifen nicht zustande. Sie können nur durch den in ihrem Untergrunde auftretenden Schwereüberschuss niedergezogen werden; es ist daher eine der wichtigsten Fragen, wie ein derartiger Ueberschuss über weite Strecken zustande kommt und seine Lage im Laufe der geologischen Zeiträume verschiebt.

Wenn wir, was der Gepflogenheit entspricht, den Begriff Geosynklinalen für solche gürtelförmige Senkungszonen anwenden, in denen sich der Kreislauf zwischen Sedimentation und Faltung vollzieht, dann sind Geosynklinalen erster Ordnung jene sinkenden Ueberschussgebiete, deren Weiterbildung einen neuen Faltenzyklus vorbereitet, zweiter Ordnung hingegen solche, die mit dem Faltungsvorgang einsetzen und erlöschen, wie die durch Massendefizit ausgezeichneten Randsenken. In diesem Verhältnis beider Senktypen liegt meines Erachtens die Erklärung für jene eigenartige Erscheinung, die Stille am Schlusse seiner Arbeit über die Saumtiefen mit den Worten kennzeichnet: „Insgesamt ergibt sich für den Boden Europas ein eigenartiger Rhythmus des Wanderns, ein zweimaliges starkes Vorwandern nach Süden (geosynklinalwärts), jeweilig gefolgt in den Unterphasen der Faltung von kleineren Rückwanderungen nordwärts (rahmenwärts), die durch Vortiefenbildung vorbereitet waren.“ In ihrem Wesen sind die letzterwähnten kleinen Wanderungen, wie schon S. 22 bemerkt wurde, verschieden vom Prozess der grossen Verlegungen der Kettengebirgsbildung und werden besser als Weitergreifen der Faltung in die Randsenken bezeichnet.

Seitdem die bekannten Ideen von Hall und Dana über den Zusammenhang zwischen der Appalachenfaltung und der Sedimentbildung auch in anderen grossen Kettengebirgen überprüft wurden, ist geosynklinale Sedimentation als Vorspiel der Faltung anerkannt. Umgekehrt dürfen wir aber aus Erscheinungen, wie sie im vorigen Kapitel angeführt wurden, den Schluss ziehen, dass die Faltung ihrerseits durch die Veränderung des Gleichgewichtszustandes, die sie mit sich bringt, neue Geosynklinalbildungen zur Folge hat, dass die Bedingtheit also eine gegenseitige ist. Wir können das Wechselspiel beider zurückverfolgen bis in vorpalaäozoische Zeit, in der schliesslich der Mangel an strati-

graphischen Gliederungsmöglichkeiten die weitere Analyse illusorisch macht. Es scheint, dass sich die Beschränkung der Hauptgeosynklinalen und Hauptfaltketten auf einige wenige, weithin über die Erde laufende Gürtel durch Auslese aus einer in weit zurückliegender Zeit mehr diffusen Verteilung des Vorganges ergab. Der Bau des Archaikums scheint dieser Auffassung Recht zu geben. Die Einengung des Faltungsprozesses auf verhältnismässig schmale, durch immer weiter werdende steifere Schollenregionen getrennte Streifen und sein zeitlicher Rhythmus, der besonders in Europa und Asien durch den verhältnismässig grossen Intervall zwischen der variskischen und der jüngeren Gebirgsbildung zum Ausdruck kommt, wird durch Zunahme der Rindenstärke und Abnahme der Faltungsmöglichkeit erklärt. Es drängt sich der Vergleich mit einer Eruptivregion auf, deren Magmaherd anfangs in weiter Fläche und in raschem Nacheinander Ausbrüche zeitigt, dann seine Tätigkeit auf wenige Zentren einschränkt und sie auch hier nur in immer grösseren Intervallen äussert, bis schliesslich Erlöschen eintritt.

IV. Die Frage der Faltungsursache.

Da die theoretische Beurteilung der Schwereanomalien in den Kettengebirgen und den zugehörigen Senken enge mit dem Problem der Faltungsursache verknüpft ist, muss der in dieser Arbeit eingenommene Standpunkt gegenüber dieser Frage wenigstens kurz begründet werden. Die alte Streitfrage ist: ob die Kettengebirge zwischen ruhenden kontinentalen oder ozeanischen Blocks als Streifen „eigener“ Entstehung wuchsen, z. B. durch magmatische Injektion, durch Expansion, durch oberflächliche oder von einem strömenden Untergrund getragene Gleitung — oder ob sie leicht faltbare Bänder zwischen gegeneinander bewegten Krustenfeldern darstellten, also „passiver“ Natur sind.

Seitdem sich die Gründe gegen die Kontraktionstheorie mehren, werden in neueren tektonischen Betrachtungen häufig die erstgenannten Wege der Erklärung eingeschlagen,³⁴⁾ wogegen anderseits auch Meinungen Boden gewinnen,

³⁴⁾ O. Ampferer: Das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Wien 1906.

K. Andrée: Bedingungen der Gebirgsbildung. Bornträger, Berlin 1913.

Nach Ampferer (S. 64) sind die Faltengebirge Streifen eigener Entstehung, und zwar werden sie als durch Bewegungen des plastischen Untergrundes emporgetragene Hebungszonen aufgefasst, von denen seitlich abfliessende Unterströmungen ihren Ausgang nehmen und die indifferente „Erdhaut“ mit sich tragen (Unterströmungstheorie).

Andrée erörtert die möglichen Ursachen dieser streifenförmigen Hebungen, die er gleichfalls annimmt und sucht sie vor allem in thermisch bewirkten Volumschwankungen der grossen Tiefen (S. 49), wodurch Isostasiestörung der oberen Erdschalen erfolgte; das dadurch geschaffene Schweregefälle werde für die Faltungsrichtung massgebend (S. 61). Das Wandern der Faltung erklärt er durch Fortschreiten des isostatischen Ausgleichs oder durch das Fortschreiten einer Unterströmung. Im Wesen handelt es sich demnach bei dieser Theorie der Kettengebirge um Hebungs- und dadurch angeregte Gleit- oder Strömungsvorgänge. Mir scheinen, wie S. 40 dargelegt, Strömungserscheinungen in den

die — wie z. B. Wegeners⁵⁵⁾ Drifttheorie der Erdrinde — ausserordentlich weitgehende Tangentialverfrachtungen annehmen. Bei aller Gegensätzlichkeit dieser Auffassungen fehlt es nicht an wichtigen Berührungspunkten.

Nach meiner Ansicht weisen einerseits Form und Verlauf der Kettengebirge, andererseits die S. 38 zu erwähnenden Bruchsysteme in grossen Kontinentalschollen auf solche Deutungen der Kettengebirge hin, die sie als zusammengestaute Grenzgürtel zwischen verschiedenen bewegten Arealen behandeln.

Bekanntlich ist für Kettengebirge die Form endloser Bänder kennzeichnend, die sich zwischen starreren Regionen durchwinden, grosse Bögen oder Schleifen beschreiben und sich an Hindernissen stauen, so dass sie bald eng zusammengegrafft als verhältnismässig schmale, aber durch besonders intensive orogenetische Faltungswirkung ausgezeichnete Stränge vom Alpentypus auftreten, bald weit auseinanderstreben und ausgedehnte Innengebiete, wie das pannonische oder tyrrhenische, umschliessen. Eine derartige Erscheinungsform ist der Ausdruck einer Krustenverlagerung, die an träges Fliessen erinnert, wobei die plastischeren Faltungszonen als leichter bewegliche Streifen zwischen ausgedehnteren steiferen Krustenfeldern in der mannigfaltigsten Weise gestaucht und geschleppt wurden. Man vergleiche die Karpathenschleife oder den im grossen zerknitterten Faltenverlauf auf der Nordwestseite des westlichen Mittelmeeres (Fig. S. 30).

1. Homologien in den Kettengebirgen.

Einen wichtigen Beweis für das passive Verhalten der Faltengebirge erblicke ich in gewissen tektonischen Homologien sehr auffallender Art.

Besonders merkwürdig ist die Aehnlichkeit zwischen dem in der Karbonzeit gefalteten armorikanisch-variskischen Gebirge einerseits, dem zur Kreide- und Tertiärzeit entstandenen alpinkarpathischen andererseits. (Fig. 4 S. 30.) Die nordweststreichenden alten Falten des ersteren zeigen in der Nähe des Golfs von Biskaya die bekannte Bogenwendung, die von Süss als asturischer Wirbel bezeichnet wurde und darauf hindeutet, dass die den spanischen Gebirgen in ihrer Stratigraphie und Tektonik nahe verwandten armorikanischen Falten nichts anderes sind als der nördliche Bogenflügel. Seine Krümmung wird freilich in der ursprünglichen Anlage weniger stark gewesen sein als jetzt, da die Pyrenäenfaltung eine Verengung herbeiführte. Dieser westeuropäische Faltenbogen wurde von Süss dem betisch-algerischen verglichen; doch ist wohl die Aehnlichkeit mit dem apenninisch-westalpinen noch grösser, besonders wenn wir den weiteren Ver-

plastischen oberen Erdschichten nicht zurückführbar auf Schaffung eines vertikalen Gefälles infolge von streifenförmiger Hebung der (vorher gesenkten) Geosynklinalgürtel, sondern auf tangentielle Verschiebungen weiter Erdfelder, deren horizontale Massenverteilung durch Differenzierung des Abkühlungsvorganges etc. ständig gestört wird.

Andrée gibt übrigens in seiner Studie eine eingehende Besprechung der äusserst reichen Literatur über Theorien der Gebirgsbildung, so dass in dieser Hinsicht auf sie noch besonders verwiesen sei.

⁵⁵⁾ Wegener: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlung Vieweg, Braunschweig 1915. 2. Auflage soeben erschienen.

lauf und die verblüffende Analogie des variskischen Bogens mit dem der Karpathen berücksichtigen. Letztere kopieren, etwa 100 geographische Meilen weiter südöstlich als die verwandten variskischen Züge, ziemlich genau die Grundzüge ihrer Anordnung. Auf die tektonische Aehnlichkeit der Randsenken (des produktiven Karbongürtels vor dem alten, des tertiären Vorlandgürtels vor dem jungen Gebirge) wurde oft hingewiesen. Auch in bezug auf die Innensenken drängt sich beim variskischen Gebirge der Vergleich mit dem karpathischen stark auf. Die durch limnisches Karbon und durch Rotliegendablagerungen ausgezeichnete mitteleuropäische und böhmische Depression der variskischen Zeit ist ein Gegenstück zur pannonischen Senke der Tertiärzeit. Die Analogie erstreckt sich auch auf Verbreitungsart des Vulkanismus und auf die vorwiegend trachytisch-andesitische Natur der Magmen.

Die Wiederholung einer so auffallenden Schleife, wie sie uns zuerst im variskischen Bogen, dann im alpin-karpathischen vorliegt, hängt mit der Art der Behinderung des freien Faltenverlaufs zusammen. Die nach Südwest streichende Hauptachse des am Ende der Silurzeit gefalteten kaledonischen Gebirges und der nach Südost ziehende, gleichfalls sehr alte Abbruch des fennoskandisch-russischen Rumpf- und Tafellandes schliessen miteinander eine Ecke ein, in welche sich die armorikanisch-variskischen Falten unter Schleifenbildung möglichst einschmiegten. Der so eingezwängte Teil des karbonischen Kettengebirges blieb bei der neuen Faltenbildung ausgespart und bildete nun seinerseits für diese die nordwestliche Rahmenseite, während die nordöstliche nach wie vor durch den Abbruch der russischen Tafel dargestellt wurde. In diese, gegenüber der früheren beträchtlich weiter südöstlich liegende Nische wurden nun die neuen Falten unter ähnlicher Schleifenbildung eingezwängt, wie vorher die älteren in die erstgenannte. Es zeigt sich hier ein auffallendes Beharrungsvermögen gewisser Grundzüge der Krustengliederung und ist um so wertvoller, als es sich auf enorme Zeiträume, — vom unteren Karbon bis in känozoische Zeit — erstreckt.

Ich glaube, dass auch das Streichen der adriatischen Mulde und der dinarischen Falten im jungen Kettengürtel auf der gleichen Ursache beruht, die innerhalb des variskischen Gebirges die herzynische Richtung sowohl im Verlauf gewisser Falten und Intrusionen der Karbonzeit³⁶⁾ als auch noch in den Faltungen und Bruchbildungen der Tertiärzeit bewirkte: sie ist gegeben durch die Linie des für die Anlage Mitteleuropas besonders wichtigen Abbruches der russischen Tafel.³⁷⁾

Aehnlich eigenartig sind die Homologien, die uns in den asiatischen Ketten entgegentreten. Vom Pendschab bis weit nach Zentralasien hinein sind die Faltenzüge in einem gewissen Abschnitte gerafft, der sich quer durch sie vom Ithelum über den Pamir zum Issyk Kul und darüber hinaus verfolgen lässt. Westlich dieses Abschnittes tritt Virgation ein: 1. in den südlichen

³⁶⁾ Theodor Brandes: Die variskischen Züge im geologischen Bauplan Mitteleuropas. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1919.

³⁷⁾ Ueber letzteren vergl. Tornquist: Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. Sitzungsberichte d. kgl. preuss. Akademie. Berlin 1911. XXXVIII. S. 822.

Kettengebirgen dargestellt durch die auseinander strebenden Gebirgsäste zwischen dem Hindukusch und den Sulimanketten, 2. weiter nördlich durch die westlich des Pamir strahlenförmig verzweigten Ketten des Amudarjagebiets und 3. noch weiter nach dem Innern zu durch die aus dem Tianschansystem hervorgehenden Züge des Ferghanabeckens. Eine gemeinsame Stauwirkung muss die enge, im Pamir besonders auffallende Zusammenfassung der Falten in diesen Teilen Zentralasiens bewirkt haben, und zwar muss diese Ursache nicht nur bei der Faltung des tertiären Himalayasystems, sondern auch schon bei jener des Kuenlun- und Tianschansystems wirksam gewesen sein.

Solche Erscheinungen: die Bogenformen, die Homologien in den zeitlich und räumlich aufeinander folgenden Ketten, die Faltenraffungen an bestimmten Stellen und das büschelförmige Auseandertreten an anderen lassen sich nur durch tangentiale Bewegungen einer Erdkruste erklären, in welcher der Unterschied zwischen gefügigen, für Faltenfluss geeigneten Zonen und steiferen Schollen deutlich ausgeprägt ist.

2. Die Sprünge der starren Schollen und die Frage der Krustenwanderungen.

Wichtig für die Frage nach der Natur der Krustenbewegungen ist auch das Auftreten der einen beträchtlichen Teil des Erdumfanges durchlaufenden, mehr oder minder quer zu den Breitengraden gerichteten, z. T. auch in die Diagonale eingestellten Sprünge, die den indoafrikanischen Kontinentalblock bis nahe an die Faltenzone heran durchschneiden. Das System der ostafrikanisch-syrischen Gräben, die Bruchbegrenzungen der indischen Halbinsel und jedenfalls auch des Maledivensockels sowie Madagaskars, sind die Hauptvertreter des Störungstypus, dem als Beispiele kleineren Massstabes wohl auch der Rheingraben und der Saônegraben in Europa verwandt sind. Die auffallende Tatsache, dass diese Brüche bei Annäherungen an die Kettengebirge zersplittern und erlöschen, kennzeichnet sie als Gebilde, die in Beziehung zur Faltung stehen und offenbar durch Spannungen entstanden sind, denen die starrereren Krustenteile während ihrer Bewegung in der Richtung zum Falten Gürtel ausgesetzt waren. Sie wären in ihrem Riesenausmass und ihrer Gleichförmigkeit unmöglich zu erklären, wenn diese Schollen der Erdrinde während der im Kettengebirge vor sich gehenden Faltung keine Tangentialbewegungen ausgeführt hätten. Man erhält den Eindruck, dass hier ungeheure Risse vorliegen, deren vorwiegend meridionaler Verlauf durch Gleiten der oberen Erdschalen auf den inneren Teilen des Erdellipsoids⁸⁸⁾ angeregt ist und deren weitere Ausbildung abhängig sein kann von den Ungleichförmigkeiten der Bewegung von Nachbarschollen.

Obwohl die Veränderungen des Temperatur- und Aggregatzustandes der Erde, besonders im Bereiche der Magmaschale, als grundlegende Ursache für

⁸⁸⁾ Es würden dabei je nach dem Bewegungssinn im Verhältnis zum Aequator meridionale Zerrungs- bzw. Druckspalten zustande kommen. Kettengebirge könnten an letzteren nicht entstehen, da das Ausmass der Verkürzung nur geringfügig ist.



Fig. 5.

Karte der östlichen Halbkugel.

Punktiert: die Südkontinente,

Gezähnte dicke Linien: Grosse Sprungsysteme in den Südkontinenten.

P = Palaeozoische Kettengebirgsrümpfe.

K = Kaenozoische Kettengebirge.

Bewegungen der Erdkruste zu betrachten sind, ist aus tektonischen Gründen nicht anzunehmen, dass die Kontraktionstheorie eine zutreffende Erklärung für die Form der Kettengebirge und ihre Beziehung zu den starren Schollen gibt. Es ist das Verdienst Ampferers, die Gründe mechanischer Natur betont zu haben, die einer Auffassung der Kettengebirge als Schrumpfungsfalten der Rinde entgegenstehen. Aus den oben dargelegten Gründen muss aber auch gesagt werden, dass eine Entstehung der Kettengebirge zwischen ruhenden, d. h. nicht im tangentialen Sinne bewegten Feldern, ebenfalls auf unüberwindliche Hindernisse stösst.

Betrachtet man die räumlich und zeitlich wechselnden Massenstörungen im Bereiche der oberen 120 km der Erdkrinde, dann erscheint es nur natürlich, dass derartige Ungleichmässigkeiten bei ihrem Entstehen Bewegungsmomente

auslösen,³⁹⁾ da die Rinde auf einer beweglichen Unterlage ruht, mit dem Erdkern daher nicht zu einem starren System verbunden ist. Ausserdem wird sie durch die Erweichungsgürtel der Geosynklinalen (S. 46) in riesige Felder zerlegt, deren schollenförmige Abteilungen z. T. als Kontinentalmassen aufragen, z. T. als Ozeanböden die weitestgehende Einstellung auf einen durch Schrumpfung verkürzten Radius zum Ausdruck bringen. Derartige regionale Ungleichmässigkeiten der Massengruppierung (vergl. besonders S. 44) und der Temperatur unterliegen ebenso wie die in den Kontinenten beobachteten örtlichen Unstimmigkeiten im Laufe längerer Perioden wichtigen Aenderungen, an denen eine durch das Spiel magmatischer Kräfte beförderte Differenzierung des Abkühlungsvorganges wohl einen Hauptanteil hat. Durch diese Wandlungen in den Schwerpunktlagen ergeben sich auf der rotierenden Erde ständig neue Impulse, die sich beim Fortschreiten der Krustenveränderung häufig summieren und das richtunggebende Moment bei den tangentialen Bewegungen der äusseren Erdschale darstellen dürften. Es handelt sich nicht um selbständige Tektonik einer dünnen, für weite Fortleitung von Drucken ungeeigneten Oberkruste, sondern um tiefreichende, einem zähen Fliessen vergleichbare Massenbewegungen in den inhomogenen Erdschalen. Die Kettengebirge und mit ihnen die Geosynklinalen sind Zwischenstreifen, die sich dort entwickeln, wo sich Rindenfelder mit verschiedener Gesamttendenz der Bewegung nähern.

Bei der Betrachtung der tangentialen Massenimpulse in einer Erdschale mit veränderlichen Gleichgewichtslagen ist nicht nur der Einfluss der Fliehkraft, sondern auch jener der Anziehung von Mond und Sonne zu berücksichtigen. Da sich diese Wirkungen bei gleichzeitiger Abkühlungskontraktion und magmatischer Intrusion vollziehen, dürfen wir bei so komplizierter Zusammenarbeit ursächlich verknüpfter, aber sehr verschiedenartiger Faktoren eine auf geometrische Anordnungen hinauslaufende und durch lange Zeit konstante Linienführung der Gebirge nicht erwarten. Man vergl. dazu auch E. D a c q u é : Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915. Kap. IV. Die Polverlegungen und die horizontalen Krustenbewegungen.

Die Wahrscheinlichkeit tangentialer Krustenverschiebungen ist schon oft hervorgehoben worden und verdient nicht nur vom tektonischen Standpunkt wegen der Fliessform der meisten Kettengebirge, sondern auch vom paläo-

³⁹⁾ Bailey Willis: Research in China II. Washington 1907, S. 115 nimmt geradezu ein Drängen des schweren Indischen und Pazifischen Ozeanbodens gegen den asiatischen Kontinent an, während andererseits E. S u e s s : Asymmetrie der nördlichen Halbkugel, Sitzungsberichte der k. Akad. Wien 1898. Mat. nat. Kl. Bd. 107. Abt. 1 ein Abfliessen von der asiatischen Region her betont. Ich möchte die Bewegung von vornherein nicht als einseitige auffassen, sondern als Ausdruck von „Strömung“ und „Gegenströmung“ in verschiedenem Niveau. Dem Einwand, dass bei annähernd isostatischem Verhalten keine Massenverschiebungen solcher Art zu erwarten sind, ist entgegenzuhalten, dass sie die Horizontalkomponente eines vor sich gehenden Ausgleichs sind, der ständig erfolgt, so lange benachbarte Erdfelder in ungleicher Weise auf die Erdabkühlung oder andere Einwirkungen reagieren.

geographischen wegen der auffallenden Veränderungen in der Verteilung der Klimazonen eingehende Erwägung.

Besonders weitgehende Triftbewegungen der Erdrinde nimmt in neuerer Zeit die sehr anregend wirkende Theorie von Wegener an, die den Indischen und Atlantischen Ozean als weitklaffende Entblössungen des schweren Magmauntergrundes („Sima“) betrachtet, von denen die ehemals darüber liegende „salische“ Kruste, mächtige Faltenwülste an ihrer Stirn anhäufend, abgetrieben ist. Die einzelnen Teile des sog. Gondvana - Festlandes (in Südamerika, Afrika, indischer Halbinsel, Australien und Antarktis) stellen nach dieser Theorie nicht stehen gebliebene Teile dar, zwischen denen die Verbindungen versunken sind, sondern zersprengte Schollen, die durch Magmaströmungen auseinandergerissen wurden, nachdem sie noch in der sogen. permischen Eiszeit, deren Spuren auf ihnen sehr verbreitet sind, eine kompakte, um den Südpol gruppierte Festlandmasse gebildet hatten.

Wegen der Tragweite dieser Vorstellung soll hier eine kurze Bemerkung über eine Erscheinung eingeschaltet werden, die sich mit dieser Art von Schollenbewegungen nicht verträgt. Der Block der Gondvana-Kontinente war in der Karbonzeit von einem Kettengürtel umzogen, welcher einen ähnlichen Ring bildete, wie später der tertiäre. Beginnen wir mit Nordwestafrika, so sehen wir dort die alten Falten der sog. marokkanischen Meseta in nordöstlicher Richtung streichen; wir finden dann auf spanischem Boden die Fortsetzung des alten Gebirges, das die Wendung zum armorikanischen Gebirge vollführt und sich im variskischen Bogen fortsetzt. Ein grosser Teil des weiteren Verlaufs liegt innerhalb der auch von den jungen Faltungen betroffenen Gürtel und lässt sich mit Hilfe der „variskischen Diskordanz“ in den Alpen, in den ungarischen Kerngebirgen, im Banat, Ostserbien, Mazedonien und Kleinasien verfolgen. Wir finden weiterhin die deutlichen Relikte dieser Tektonik in Afghanistan, vor allem aber in Zentralasien, wo die enormen Faltensysteme der Karbonzeit sich vom Altai im Norden bis in die Himalayaregion ausdehnten und ähnlich wie die jungen Ketten in der Richtung zum Pazifischen Ozean hinauszogen. Auch in den Ketten am oberen Yangtsekiang tritt „variskischer“ Unterbau zutage und man kennt ihn am Irawadi⁴⁰⁾. Im Sundaarchipel ist zwar die variskische Diskordanz noch nicht bekannt, weil der alte Untergrund in den gut erforschten Gebieten kaum zutage tritt, aber dafür ist ein ununterbrochener Zusammenhang der eurasiatischen Geosynklinale der jungpaläozoischen Zeit durch übereinstimmende Funde von mediterranen Permablagerungen mässig tiefen Meeres in den Molukken, auf Celebes und Neu-Guinea deutlich genug angezeigt.⁴¹⁾

⁴⁰⁾ Vergl. für den asiatischen Teil dieser alten Faltengebirgstelle Leuchs, Zentralasien. Handb. d. Regionalen Geologie.

Hayden: Geology of northern Afghanistan. Mem. Geol. Survey of India. Bd. XXXIX. 1. Calcutta 1911, und besonders Suess, Antlitz der Erde III/1, wo interessante, sonst wenig bekannte Angaben über Südostasien zu finden sind.

⁴¹⁾ H. A. Brouwer: Kort overzicht onzer kennis omtrent geologische formaties en bergvormende bewegingen in den O. I. Archipel beoosten Java en Celebes. Verhand. von het geologisch - mijnbouwkundig genootschap voor Nederland en Kolonien. Geologische Serie II. S'Gravenhage 1918.

Ferner von dem gleichen Verfasser: Fossilhoudende palaeozoische afzettingen of Celebes. „De Ingenieur“ No. 45. Delft 1919.

Damit ist die Anknüpfung an Australien mit seinem den östlichen Teil des Kontinents durchziehenden Faltengebirge der jungpaläozoischen Zeit hergestellt.

Wir haben somit einen riesigen Gürtel, der dem tertiären in seiner Anlage verwandt ist, und sich vom westlichen Mittelmeer, wo er dem äthiopischen Kontinent anhaftet, bis in das indoaustralische Gebiet erstreckt, wo er in der gleichen Weise einen Bestandteil des östlichen Fragments der Gondvanaregion bildet. Der Zusammenhang wird noch besonders dadurch betont, dass die Gondvanaflorea bis in die Kettengebirge reicht, da Reste aus ihr in Kaschmir und im östlichen Himalaya, in Indochina und im Sarawakdistrikt auf Borneo gefunden wurden.

Als die Falten der Karbonzeit entstanden, waren aber nach der Theorie von Wegener die äthiopische, indische und australische Kontinentalscholle noch nicht auseinandergetrieben, sondern zu einem geschlossenen Block vereinigt. Die ihn umfassenden Faltengebirge müssten daher einen um tausende Kilometer kürzeren Rand gebildet haben als die tertiären, da die weite Abtrennung der Schollen des Gondvanakontinents durch Abtriften ein Ereignis ist, das mit der jungen Kettengebirgsbildung in Verbindung steht. Dann wären aber die alten Ketten unbedingt gemeinsam mit dem kontinentalen Kerngebiet zerrissen, es müssten sich querlaufende „Simaregionen“ zwischen ihre Bruchstücke einschalten. Und doch sehen wir nirgends auf dem ganzen Wege von Nordwestafrika bis in den ostindischen Archipel und bis China den Zusammenhang des Gefüges der „salischen“ Oberkruste unterbrochen. Der gleiche, nur durch seichte Wasserbedeckung der unmittelbaren Beobachtung entzogene Verband muss aber auch zwischen Australien und dem zur selben Kontinentalplattform gehörigen Neu-Guinea bestanden haben. Es bleibt also nirgends eine Lücke, die nur annähernd dem weiten Zwischenraume entsprechen würde, wie er zwischen Aethiopien, Indien und Australien besteht.

Der Boden des Indischen Ozeans ist demnach nicht die Oberfläche einer nach Abtreiben der Kontinentalschollen freigelegten Magmaregion, sondern ein riesiges Senkungsfeld, das beträchtliche Teile ehemaligen Festlandes mit umfasst. Das Auftreten submariner Täler vor der Küste von Deutsch-Ostafrika weist gleichfalls darauf hin. Dass die versenkten Bruchstücke von grossen Magmaspalten durchschnitten und von mächtigen Ergüssen weithin überdeckt sind, ist wahrscheinlich, wenn man die Trappausbrüche im Dekkan, in Abessinien und in Südafrika, also in der Peripherie des Senkungsareals betrachtet.

Mir erscheint mithin das oben erwähnte Verhalten der alten und neuen Faltenzüge als entscheidend für die Auffassung des Indischen Ozeans und seiner Kontinentalbegrenzung, zugleich leider auch als entscheidend für den Verzicht⁴²⁾ auf die in der Theorie von Wegener liegende, an sich sehr bestechende Erklärung der permischen Vereisung. Die Vorstellung von tangentialen Gleitbewegungen der inhomogenen oberen Erdschalen wird davon aber nicht betroffen. Sie fordert kein Abtriften der Schollen, wenn sich der Erd-

⁴²⁾ Argumente anderer Art behandelt W. Soergel: Die atlantische Spalte. Kritische Bemerkungen zu A. Wegeners Theorie von der Kontinentalverschiebung. Zeitschr. der deutsch. Geol. Gesellsch. 1916. Monatsbericht S. 200—239.

umfang verkürzt und die Erdrinde zudem einen Massenzuwachs durch Magmaintrusionen erfährt, die nicht nur in den Zerrungsgebieten, sondern auch in den jeweiligen Faltungszonen von besonderer Bedeutung sind.

3. Die Umwandlung kontinentaler Krustenteile in subozeanische und ihr Einfluss auf die Kettengebirgsanordnung.

Fasst man die Ozeane weder als permanente Becken im Sinne vieler amerikanischer Geologen, noch als freigelegte Simasphäre im Sinne von Wegener auf, so besteht angesichts der verhältnismässig gleichförmigen Verteilung der Normalschwere rings um die Breitenkreise die bedeutsame Frage, wie bei Bestehen der Isostasie grosse Kontinentalteile zu Ozeanböden werden konnten. Nur Gewichtserhöhung der betreffenden Erdsektoren kann den Vorgang erklären. Unter den hier zu erwägenden Ursachen dürfte einerseits die Erstarrung, andererseits das Zuströmen schwerer Magmamassen eine leitende Rolle spielen.

Beim Vergleich der Ozeane ergibt sich ein schon von Süß eindringlich betonter Unterschied zwischen dem atlantischen und indischen Typus einerseits, dem pazifischen andererseits.

A. Die beiden ersteren sind nicht von einem der Küste parallelen Falten-saum, sondern von einem unregelmässig zerstückelten Schollenland eingefasst und zeigen schon seit Ende der jungpaläozoischen Gebirgsbildung die Tendenz, sich auf dessen Kosten zu vergrössern. Krustenzerspaltung in so grossem Ausmass und von so langer Dauer schafft dem Magma weithin Entlastung und öffnet ihm Bahnen zur Erdoberfläche. Damit wird der Entgasungs- und Abkühlungsprozess durch „Konvektionsströmungen“ auch im weiteren Bereiche beschleunigt, kristalline Erstarrung greift um sich und erhöht die Dichte: die in Mitleidenschaft gezogenen Krustenpartien neigen zum Sinken, da für die Schollengebiete die in den Faltengebirgen wirksame Verdickung der leichten Oberkruste durch Zusammenstauchung wegfällt.

In ihrer Tiefenlage bringen sie die weitestgehende Einstellung der Erdoberfläche auf einen infolge der Abkühlung verkürzten Radius zum Ausdruck; sie sind gewissermassen die Teile, die den übrigen in dieser Beziehung vorausgeeilt sind, wobei aber zu bemerken ist, dass im Laufe der Erdgeschichte die Lage derartiger Regionen wechselt.

Dort, wo der Kettengebirgsring an die sinkende Scholle des Indischen Ozeans angrenzt, nämlich im arabischen Meer und in der Sundasee, wird der Faltungsvorgang förmlich angesaugt, so dass die Faltenwellen in den tief liegenden Teilen zwischen den noch stehen gebliebenen Schollenkeilen weit hereingetrieben werden und die Bogenform besonders auffallend ausbilden. So erinnert der Indische Ozean in diesem Bereich an das pazifische Bild und er würde es noch mehr tun, wenn mit Versinken der Indischen Halbinsel die Hemmung für den im Himalaya besonders hoch emporgestauchten Teil des Kettengebirges verschwinden würde, so dass mehr gleichförmiges Ausbreiten des Faltungsprozesses stattfinden könnte.

Der Faltenürtel ändert somit im ostindischen Archipel seine Form, weil durch die Senkung und Sedimentation im angrenzenden Ozeanbecken

Hemmungen für seine Ausbreitung beseitigt wurden; im übrigen aber behält er dieselben tektonischen Grundeigenschaften, wie im mediterranen Abschnitt,⁴³⁾ d. h. dort, wo er zwischen Kontinentalblocks durchläuft.

Im Inneren des von den Kettengebirgen umgürteten Blocks ist das Absinken der ozeanischen Tiefen von keiner Faltung begleitet, sondern der Schollenbau bleibt völlig unbeeinflusst, wie man aus den Verhältnissen der atlantischen Rاندländer und der indoafrikanischen Region ohne weiteres entnehmen kann.

Der Kettengebirgszyklus (Geosynklinalbildung und Faltung) ist eine tektonische Erscheinungsreihe, die jeweils an bestimmte, die starrereren Krustenareale, sowohl kontinentaler als ozeanischer Natur, bandartig umfassende Erweichungsgürtel geknüpft ist und nicht sprunghaft ihren Platz wechselt, sondern gesetzmässig wandert, da die mit der Kettengebirgsbildung verknüpften unterirdischen Massenverschiebungen in grossen Zügen bereits den Verlauf des Sedimentbandes vorzeichnen, das späterhin die Fortsetzung der gleichen Bewegungsform zu übernehmen geeignet ist. So zieht eine Faltung die nächste gewissermassen nach sich.

B. Im Pazifischen Ozean sind keine Bruchschollenländer mehr über dem Wasserspiegel sichtbar. Es handelt sich hier gewissermassen um einen weiter fortgeschrittenen Typus. Die Einstellung auf ein tieferes Niveau ist allgemein; die Faltung schreitet in langen Ketten⁴⁴⁾ vor, sich an der Front in Girlanden gliedernd, deren Aufhängepunkte mit Veränderungen in Lage und Natur der Hindernisse wechseln. So zeigt uns der Pazifische Ozean ein Stadium, das im Indischen erst angebahnt ist.⁴⁵⁾ In ihm vollzieht sich bereits die Umformung in neues Faltengebiet, dessen Züge nicht nur lang ausgedehnt, sondern auch tief gestaffelt sein müssen, da so auffallende geosynklinale Reliefzüge wie die Marianen- und Tongatiefe nur in Verbindung mit junger Faltung zu erklären sind. Man möchte annehmen, dass sich darin eine weitere Umwälzung im Erdrelief anbahnt, die gleichzeitig auf ein Zertrümmern des asiatischen Kontinents in ähnlicher Weise hinausläuft, wie dies seit paläozoischer Zeit in den südlichen Kontinentalmassen eingetreten ist.

⁴³⁾ Mediterran im weiteren Sinne, d. h. im Gegensatz zu ozeanischen und perl-ozeanischen Ketten.

⁴⁴⁾ Die in gewisser Beziehung dem andinen Gebirgstypus angehörigen japanischen Inseln zeigen vorwiegend Schwereüberschuss, der mit der Emportreibung von schweren Magmen in diesen Saumketten des pazifischen Beckens in Einklang zu bringen ist.

⁴⁵⁾ Auffallend ist, dass die Fläche des Pazifischen Ozeans im grossen und ganzen symmetrisch zum Aequator liegt und dass auf der anderen Erdseite die Indoafrikanische Region ein Drängen in gleichem Sinne erkennen lässt. Diese noch nicht abgeschlossenen Einstellungen hängen wohl mit dem Bestreben einer Anpassung an die Bedingungen der Rotation zusammen. Es ist in diesem Zusammenhange wichtig, daran zu denken, dass nach den Beobachtungen von Hecker der Indische Ozean besonders in seinem westlichen Teile beträchtliche absolute Schwereüberschüsse zeigt, während die sehr zahlreichen russischen Messungen in Turkestan auffällige (oft weit über 100 E. steigende) negative Störungen ergeben, die nicht kompensiert sind. Wenn sich diese, von Oberst Zalesski im Laufe mehrerer Jahre ausgeführten Beobachtungen voll bestätigen und ergänzen, dann handelt es sich dort um eines der merkwürdigsten Schweregebiete der Erde, dessen theoretische Bedeutung sehr gross ist.

4. Der Zusammenhang zwischen Faltung, Magmabewegung und Dichteänderung in den mediterranen Kettengebirgen.

So verständlich es erscheint, dass bei den durch die Faltung bewirkten Gleichgewichtsstörungen die Ausbildung von tiefen Dichtesyneklinalen (Defizit-trögen) in langen Abschnitten der Kettengebirge von einer Erhöhung der Schwere im Nachbarbereich begleitet wird, ist es nicht leicht, die Frage zu entscheiden, in welcher Form diese Veränderung vor sich geht. Sie ist auch zweifellos nicht überall die gleiche. Wenn von unten her eine schwere Masse unter Krustenteile von normaler Schwere hineingedrückt wird, dann erhalten wir eine Aufwölbung, deren Dichteüberschuss wieder verschwinden muss, wenn sich der emporgetriebene Rindenteil, dem Gleichgewichtsbestreben folgend, zum früheren Normalniveau herabsenkt. Der Schwarzwald, die Vogesen, die hercynische Schwelle nähern sich diesem Typus. Damit können wir aber nicht das Versinken von Festlandteilen in ozeanische Tiefen erklären, wie wir es in bescheidenem Ausmass, aber einwandfrei nachweisbar, im tyrrhenischen Meer, in weit grösserem Stile im Bereich der alten Gondvanakontinente beobachten können. Damit derartige, durch ausgesprochene Dichteüberschüsse charakterisierte Senkungsräume entstehen können, muss ein Teil der leichteren Gesteinsmassen des betreffenden Erdsektors durch schwerere ersetzt worden sein, denn nur so kann das Niedergehen stattfinden, ohne dass der Ueberschuss $g_0 - \gamma_0$ von selbst verschwindet. (Vergl. Fig. 6.)

Erhöhung der Dichte einer Krustenpartie kann eintreten:

1. durch Platztausch, indem spezifisch leichtere Massen durch schwerere ersetzt werden,
2. durch Verdichtung infolge von Zusammenpressung,
3. durch Verdichtung infolge von Schrumpfung bei Temperaturveränderung,
 - a) durch Erstarrung,
 - b) durch Entgasung.

Im Falle 1 kann die Verdrängung leichterer durch schwerere Massen dadurch erfolgt sein, dass Tiefenmagma eindrang und sich an Stelle leichterer Schichten der Kruste setzte.⁴⁹⁾ Vorgänge dieser Art hat Daly in seiner Studie „Abyssal injection as a causal condition and as an effect of mountain building“ (Am. Journ. of Science, IV. Ser. 22. 1916, vergl. auch die Zusammenfassung in Wolff, Vulkanismus, Bd. I) zu analysieren versucht. Nach ihm spielen sie sich bei der Abkühlung der Erde in der unter der Oberrinde (Kompressionsschale) liegenden Tensionsschale ab, die sich mit ihrer schweren Magmaunterlage über den in seinem Volumen wenig veränderlichen Erdkern spannt. Es bedarf aber bestimmter, von Daly nicht im Einzelnen erörterter Ursachen, welche diesen

⁴⁹⁾ In mancher Beziehung bietet das Bild der Verdrängung von Salzmassen in der saxonischen Faltungsregion sehr interessante Vergleichspunkte, obwohl hier das unter der Oberkruste liegende plastische Material spezifisch leichter als seine Auflagerung ist. Der Bewegungsvorgang, der in einem Abfließen der Masse nach den Salzhorsten besteht, hat aber gewisse Verwandtschaft mit jenen, die sich im grossen Stil innerhalb der tieferen Teile der Erdkruste vollziehen. (Vergl. Rinne: Die geothermischen Metamorphosen und die Dislokationen der deutschen Kalisalzlagerstätten. Fortschritte der Mineralogie VI. Jena 1920. S. 451.)

Intrusionsvorgängen in Kettengebirgen ein offenkundig vorhandenes Gesetz vorschreiben, das sich in ihrer gürtelförmigen Anordnung ausprägt.

Erklären wir die Kettengebirge auf Grund der S. 40 erwähnten Erscheinungen als Gebilde, die auf den tangentialen Bewegungen der von einer beweglichen Unterlage getragenen Kruste beruhen, dann sind auch die in ihrer Verbreitung an die Kettengebirge gebundenen Formen von Magmabewegungen nicht eine primäre Ursache, sondern ein Teilphänomen des Faltungszyklus. Selbstverständlich werden sie durch die dem Magma innewohnende vulkanische Kraft modifiziert und entfernen sich dadurch von denen einer untätigen plastischen oder zähflüssigen Masse.

Die magmatischen Veränderungen während eines Sedimentations- und Faltungszyklus haben gewisse Gesetzmässigkeiten, die sich u. a. aus dem Vergleich des variskischen und der mediterranen Gebirge ergeben. Als die altpaläozoische Senkung Mitteleuropas in Gang war, muss schweres Magma in weiter Erstreckung diese Region unterlagert haben, denn die weitverbreiteten, meist submarinen Eruptionen im Silur und Devon förderten vorwiegend und in enormen Mengen Diabasmaterial. Dann aber vollzog sich ein Umschwung, der dadurch vorbereitet wurde, dass infolge des langen Senkungs- und Sedimentationsvorganges der variskisch-armorikanischen Geosynklinale die tiefsten Schichtgesteine und ihre Basis allmählich in den Bereich hohen Drucks und hoher Temperaturen⁴⁷⁾ gelangten, so dass sie völlig plastisch wurden und die Auslösung der Hauptfaltung bewirkten oder mindestens beschleunigten. Durch die Gebirgsbildung wurden nicht nur die oberen Gesteinsschichten, sondern auch die in zähen Fluss kommenden plastischen Umprägungsprodukte der tieferen Rindenregion verstärkt. So sank der Wulst leichterere „salischer“ Gesteine in seine schwere Unterlage ein und geriet mit seinen tiefsten Zonen in teilweise magmatischen Zustand. Als Flussmittel dienten nicht nur Wasser und Kohlensäure der umgeformten Sedimente, sondern in hohem Grade die zuwandernden Mineralisatoren der unterlagernden Magmaregion. Das chemische Gleichgewicht der letzteren war ja gestört, u. a. auch dadurch, dass die Scherungen des Faltungsgürtels örtliche Druckentlastungen brachten und die Diffusion begünstigten. Damit trat der Untergrund des Gebirges in das Stadium der Ausbildung batholithischer Massen unter starker Beteiligung eingeschmolzener salischer Rindenteile.

Der Magmatypus kehrte sich im Verhältnis zur vorhergegangenen Zeit um: Granite wurden zur Karbonzeit die leitenden Intrusionen der ganzen Kernzonen des damaligen Kettengebirges; sie müssen unter diesen als langgestreckter Gürtel ununterbrochen durchziehen.

Ausserhalb der Dichtesyklinen übten in der plastisch-magmatischen Tiefe die verdrängten schweren Massen erhöhten Druck auf die über ihnen liegenden leichteren aus, schoben sie, teilweise unter Durchmischung, zur Seite und erhöhten örtlich die Dichte, so dass Ueberschussgebiete im Anschluss an die

⁴⁷⁾ Zweifellos trug die Vergrösserung des Wärmegefälles infolge der vergleichsweise schlechten Wärmeleitfähigkeit der in der Geosynklinale aufgehäuften, flachgelagerten Sedimente zur Beförderung des Vorganges und zum Ansteigen der Geoisothermen bei. Vergl. die Arbeit von Koenigsberger u. Mühlberg: Ueber Messungen der geothermischen Tiefenstufe, Neues Jahrbuch f. Min. u. Geol. 1911, Beilageband 31. wo die Verschiedenheiten der Wärmeleitung in Gesteinen besprochen werden.

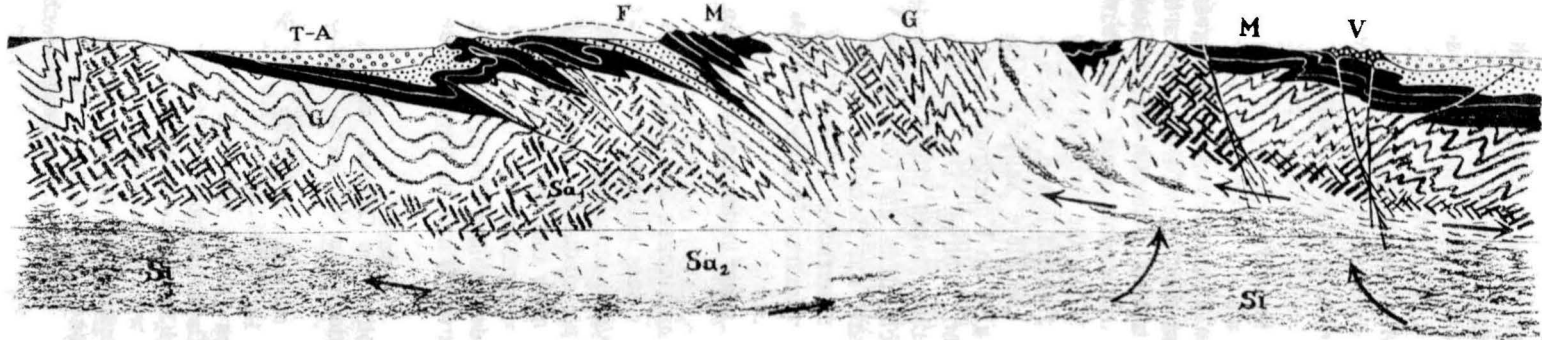


Fig. 6. Hypothetische Darstellung der Massenverschiebung im Untergrund eines alpinen Faltungsgürtels. (Zustand nach der Faltung.)

T-A = Tertiär-Quartäres Vorland. V = Junge Vulkane. F = Flysch. M = Nachvariskische, vorwiegend mesozoische Sedimente des Faltengebirges. G = Aelteres Grundgebirge, einschliesslich des variskisch gefalteten Palaeozoikums. Sa₁ = Vorwiegend salische Tiefengesteine der variskischen Epoche. Sa₂ = Vorwiegend salische Tiefengesteine der jungen Gebirgsbildung. Si = Schwerere Magmaregion („Sima“- und „Alkali“-Magma).

Die Pfeile deuten die durch Eintauchen des Gebirgskörpers beim Faltungsvorgang ausgelösten seitlichen Massenverschiebungen in der Tiefe an. Die Horizontallinie zeigt die ungestörte Gleichgewichtslage an der unteren Grenze der leichteren Gesteinsrinde an.

Defizitzonen entstanden. Der Hauptsache nach vollzog sich dieser Vorgang meist im Inneren der Kettengebirgsgürtel, weil die Massenabwanderung in der Richtung gegen die starren Aussengebiete durch deren grössere Krustendicke erschwert war. Man darf vielleicht die Melaphyr- und Porphyriteruptionen, die in der vom Saargebiet durch Mitteldeutschland über Sachsen zu den Sudeten ziehenden Innenregion des variskischen Gebirges während der Rotliegendzeit (z. T. schon während des oberen Karbons) ohne erkennbares Gesetz mit den Porphyren wechseln und östlich die Oberhand erlangen, als Anzeichen solcher Störungen im Magmabereich betrachten.

Auch im jungen mediterranen Faltengürtel scheint sich ein dem variskischen ähnlicher Zyklus von Magmabewegungen abgespielt zu haben. Ich erinnere an die regionalen, aus dem westlichen Mittelmeer und dem Apennin in die Iepontinischen Teile der Alpen und weiterhin durch Bosnien, Serbien, Albanien, Mazedonien und Griechenland verfolgbaren, stark basischen („ophitischen“) Eruptionen der mesozoischen Zeit, die sich mit den devonischen Ausbrüchen des variskischen Gebiets vergleichen lassen. Auch sie wurden gegen Ende des Zyklus, im Tertiär, durch leichtere salische Gesteine (Trachyte, Andesite) abgelöst. Es vollzog sich also im Untergrund eine ähnliche Umkehr des Magmatypus wie im variskischen Gebirge. Die tertiären Eruptionen im pannonischen und tyrrhenischen Gebiet gingen offenbar bereits unter Nachdringen schwereren Magmas vor sich, denn die Richthofensche Eruptivreihe schliesst in Ungarn und Oststeiermark mit Basalten von z. T. atlantischem Charakter.⁴⁸⁾ Im tyrrhenischen Gebiet herrschen bei den jüngsten Ausbrüchen die nach allen Erfahrungen aus der primären Magmazone ableitbaren atlantischen Typen. (Nephelin-Leucitgesteine.)

Es vollzieht sich also eine Art Kreislauf in den magmatischen Erscheinungen der Kettengebirge.

Würden sich diese Massenumschichtungen innerhalb eines Erdsektors nur im vertikalen Sinne vollziehen, so dass leichtere und schwerere Schichten ihren Platz in der gleichen Gesteinssäule tauschten, dann wäre zwar die örtliche Verteilung der Schwereintensität dadurch gewissen, allerdings kleinen Veränderungen⁴⁹⁾ unterworfen, nicht aber das Gesamtgewicht und damit das Krustenniveau. Für letztere sind massgebend die horizontalen Massenverlagerungen, deren Möglichkeit nach den obigen Erwägungen in ausgedehntem Masse gegeben ist und auch von Helmert⁵⁰⁾ u. a. in allgemeinen Zügen aus der Schwereverteilung gefolgert wurde.

⁴⁸⁾ A. Winkler: Die tertiären Eruptiva am Ostrand der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehung zu tektonischen Vorgängen. Zeitschrift für Vulkanologie I. Berlin. S. 167.

⁴⁹⁾ G. K. Gilbert: Interpretation of anomalies of gravity. U. St. Geol. Survey Profess. papers Nr. 85 C. Washington 1913. S. 29—36.

Wenn in einem Gesteinszylinder von 122 km Höhe und 61 km Radius eine Umschichtung in der Weise erfolgt, dass die Dichte der oberen Hälfte um 0.025 (= 10 Proz. der mittleren Dichte leichter Gesteine) erhöht, in der anderen um den gleichen Betrag verringert wird, dann erhöht sich die Schwere an der Oberfläche um 0.026 Dyn = 26 Einheiten der 5. Dezimale von g. Die Veränderung wird also im allgemeinen klein sein, da mit derartig weitgehenden Umschichtungen nicht zu rechnen ist.

⁵⁰⁾ Helmert: Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustand der Erdkruste. Sitzber. d. Preuss. Akad. XXXIII. 1908. 1058 ff.

Punkt 2.

Es besteht die Frage, ob bei der Verdrängung von leichten Massen durch emporgedrücktes Tiefenmagma eine derartige Kompression der ersteren stattfindet, dass dadurch ihre Dichte wesentlich erhöht wird. Milch hat in seiner Arbeit über die Entstehungsweise der Tiefengesteinsmassive, Zentralblatt für Min. usw. 1903, S. 444, diesem Problem seine Aufmerksamkeit geschenkt und ist zu der Anschauung gelangt, dass die durch nachdringendes Magma bewirkte Verdichtung gross genug war, um eine allmähliche Kompensation der durch Faltung geschaffenen Massendefizite zu bewirken.

Deecke denkt sich die Verdichtung ebenfalls durch Zusammenpressen leichter Rindenteile, wobei aber entweder der tektonischen Zusammenpressung oder der Setzung der Massen beim Zusammensinken eine besondere Rolle zugeschrieben wird.

Für die Annahme einer starken Schwereerhöhung und einer Beseitigung von Defiziten durch Zusammenpressung scheint jedoch eine grosse Schwierigkeit darin zu liegen, dass wir beim Beispiel der Alpen die grössten Defizite in dem geradezu plastisch, jedenfalls unter sehr hohem Druck gefalteten kristallinen Grundgebirge der zentralen Alpen in der Schweiz und in Tirol beobachten können. Bei der geringen Zusammendrückbarkeit der Gesteine dürfte in diesen Fällen Druck für eine weitere Dichteerhöhung nur in eng begrenztem Ausmass zur Geltung kommen und im Vergleich zur Schwerewirkung der magmatischen Vorgänge eine geringe Rolle spielen.

Punkt 3a.

Sehr wichtig muss die Erstarrung als schwereerhöhender Faktor sein. In Gebieten magmatischen Hochstandes, wie es z. B. die langen Intrusionsgürtel in den inneren Teilen der Kettengebirge sind, führt die kristalline Erstarrung in den oberen Erdschalen notwendigerweise zu einer Verdichtung, die bei granitischen und dioritischen Schmelzen einige Prozente ausmacht. Ich entnehme der Zusammenstellung im Buche von Wolff, Vulkanismus I., S. 49, einige Zahlen:

Nach Versuchen von Douglas⁵¹⁾ durch Schmelzen kristalliner Materie zeigte sich bei normalem Druck folgendes Verhältnis der Dichten:

	Kristallin	Glasig	Volumüberschuss des Glases
Granit von Shap Fells	2.656	2.446	8.58 %
Syenit von Plauen bei Dresden	2.724	2.560	6.40 %
Gabbro von Carrock Fells	2.940	2.791	5.41 %

Daly⁵²⁾ berechnete die spezifischen Gewichte kristalliner und geschmolzener Gesteine bei Atmosphärendruck für verschiedene Temperaturen:

⁵¹⁾ Douglas: On Changes of physical constants which take place in certain minerals and igneous rocks on the passage from the crystalline to the glassy state. Quart. Journ. geol. Soc. London 1907.

⁵²⁾ Daly: The mechanics of igneous intrusion. Am. Journ. of Sci. 1903 und 1908.

	Kristallin bei 1000°	Schmelze bei 1300°
z. B. Granit	2,54	2,29
Diorit	2,73	2,53
Gabbro	3,12	2,91

Das Verhältnis muss sich natürlich bei Annäherung an den maximalen Schmelzpunkt (unter Wachsen des Druckes) ändern und soll sich nach den Versuchen von Tamann jenseits des letzteren umkehren; aber für die hier in Betracht kommenden oberen Krustenteile gilt Kristallisation unter Volumverminderung. — Die Kompressibilität der kristallinen Massen- und Schiefergesteine ist so klein, dass sie dagegen vernachlässigt werden kann.

Punkt 3b.

In Betracht kommt auch die dichteerhöhende Wirkung der Entgasung durch Entweichen von Kohlensäure, Wasserdampf und anderen Verbindungen, nicht nur aus dem Magma, sondern auch aus den unter seiner Einwirkung stehenden Sedimenten.

So stellt sich die verhältnismässig grosse Schwere der magmatisch durchsetzten Innenregionen grosser Teile des mediterranen Kettengebirges als eine sowohl aus den Bewegungen, wie aus den Zustandsänderungen des Magmas erklärbare Erscheinung dar. Die dadurch veranlasste sinkende Tendenz kommt unmittelbar zum Ausdruck, wo sich der Faltengürtel ausbreitet und lockert und wo daher die Ueberschussgebiete für sich dem Schwerebestreben verhältnismässig frei folgen. In Gebieten enger und dementsprechend mächtiger Raffung, wie in den Alpen und in verwandten Teilen der asiatischen Ketten verschwinden die Innensenken aus dem Gebirge, in dessen tiefgefalteter Axialzone auch für die Massenüberschüsse kein Platz ist.

5. Der Materialzuwachs der Oberkruste.

Die innige Verknüpfung der magmatischen und tektonischen Vorgänge in den Faltegebirgen ist eine allgemeine Erscheinung. Da die Magmagesteine, die uns im geologischen Bilde der Erdrinde begegnen, zwar Umschmelzungsmaterial der Sedimentärbildungen enthalten, zu einem grösseren Teile aber aus der Unterlage stammen, ist es klar, dass die im Bereiche der Rinde erstarrten Massen einen Stoffzuwachs bedeuten. W. P e n c k, der in den Anden von Südamerika ein grosses Gebiet zu kartieren Gelegenheit hatte, wo die Beteiligung intrusiver und effusiver Magmamassen ausserordentlich eindrucksvoll ist, hat dieses Problem in seiner vor kurzem erschienenen wichtigen Monographie über den Bau des Südrandes der Puna de Atacama (Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., Leipzig 1920, XXXVII., 1.) an die Spitze seiner tektonischen Schlussbetrachtungen gestellt. Darnach ist andesitisches Magma im andinen Gebirgstypus, der die angrenzenden Tiefen des Pazifischen Ozeans⁵⁹⁾ begleitet, in weiter Erstreckung auffallend hoch emporgedrückt und erscheint als der Träger der dortigen Gebirgsbildung. Die Kruste wurde emporgewölbt und gezerrt, von Sekundärintrusionen, besonders in den so entstehenden Grosssätteln, durch-

⁵⁹⁾ Die grösste Absenkung beträgt 7635 m in der chilenischen Vortiefe (26° südlicher Breite) in der ungefähren geographischen Breite der südlichen Puna de Atacama.

setzt. Die eingeengten Sedimentärmulden sind durch den benachbarten Massenzuwachs gefaltet. Wo in emporgezogenen Krustenteilen Druck-erleichterung stattfand, erfolgten Aufschmelzungen, die z. B. zur Ausbildung der Andengranitmassen südlich der Puna führten. W. Penck schreibt S. 349: „Das Ergebnis der Grossfaltung ist zwar der Faltenwurf der Kruste, aber keine Raumverkürzung des bewegten Gebirges. Die Entfernung von der pazifischen Küste bis zum Ostfuss des Gebirges, die Spannweite der bewegten Scholle, ist heute dieselbe, wie sie vor der Faltung war. Das, was wir als Zusammenschub beobachteten, ist Raum- und Massenzuwachs durch die Sekundärintrusion. Würden wir die Kruste glätten, so wäre sie nunmehr breiter als sie vor der Faltung es war.“

Es ist eigentümlich, dass die durch Magmagesteine bewirkte interkrustale Materialvermehrung bisher so wenig theoretische Beachtung fand und es ist sehr wichtig, dass an dem grossen Beispiele der Anden die hervorragende Bedeutung dieses Vorgangs klar dargestellt wurde.

Wie S. 38 dargelegt ist, bin ich aber der Auffassung, dass die steigenden Magmabewegungen im Bereiche der Kettengebirge nicht zwischen ruhenden, d. h. in horizontalem Sinne unbewegten Krustenblocks vor sich gegangen sind und dass sie nicht die primäre Ursache der Faltung darstellen. Ich fasse das Emporquellen der plastisch-magmatischen Zonen bereits als eine Begleiterscheinung der Tangentialbewegung auf, der das bewegliche endlose Band zwischen den riesigen starrereren Blockfeldern der Erdrinde ausgesetzt war. Daher zeigt sich diese Art der magmatisch-tektonischen Vorgänge nicht an den Bruchküsten, die inmitten der letzteren verlaufen, so z. B. im Indischen Ozean (vergl. S. 44). Jedenfalls aber erhöhte das Magma durch seine Einbeziehung in die Bewegungen den vertikalen Effekt (Höhe und Tiefe der Faltung) und lässt auch den horizontalen Zusammenschub grösser erscheinen als er ist. Aber in den uns hier zunächst interessierenden mediterranen Gebirgen ergeben die beobachtbaren Profile bei Ausglättung einen grossen Längenüberschuss der Sedimente, der auf Rechnung eines Zusammenschubs von aussen her zu setzen ist. Heim schätzte letzteren in den Schweizer Alpen, allerdings auf Grund der sehr hypothetischen Deckenrekonstruktionen, auf das Vier- bis Achtfache der heutigen Gebirgsbreite.⁵⁴⁾

Sicher ist, dass die Abwanderung magmatischer Massen in die Aussenkruste während der langen geologischen Zeiten, in denen wir sie verfolgen können, die ursprüngliche Gesteinsoberfläche in einem Betrage vergrössert haben muss, der dem Effekt einer weit über das tatsächliche Ausmass hinausgehenden Radiusverkürzung gleichkommt.

Eine wichtige Klärung der Probleme könnte durch Schwereprofile erhalten werden, die von der Vortiefe quer durch den andinen Gürtel bis in die argentinischen Ebenen gemessen würden. Für den Vergleich des andinen oder, anders gesagt, des periozeanischen Gebirgstypus mit dem mediterranen würden sich hier bedeutsame Anhaltspunkte erzielen lassen.

⁵⁴⁾ Heim: Bau der Schweizer Alpen. Neujahrsblatt der Naturforsch. Gesellsch. Zürich 1908.

V. Das variskische Rumpfgebiet Mitteleuropas und seine Bedeutung für die Frage der zeitlichen Schwereänderung.

Zur Beurteilung des zeitlichen Verhaltens der Schwereanomalien ist es nötig, zum Schlusse noch einen Blick auf das zur Karbonzeit gefaltete Rumpfgebirge Mitteleuropas⁶⁶⁾ zu werfen. Seine tektonische Verwandtschaft mit den jungen Kettengebirgen wurde S. 37 hervorgehoben. Sie erstreckt sich vor allem auf die Art der Faltung, auf den Bestand von Rand- und Innensenken, auf die zeitliche und räumliche Beziehung des Vulkanismus zur Gebirgsbildung. Wir können die Tektonik dieses Gebirges trotz der späteren Zerstückelung durch Brüche und trotz ausgedehnter Bedeckung mit Sedimenten noch in vielen Zügen einwandfrei rekonstruieren. Aber die durch die karbonische Faltung hervorgerufenen Schwerestörungen, die nach den gleichen Gesetzen erfolgt sein müssen, wie in den jungen Kettengebirgen Europas, Asiens und Nordamerikas, sind, wie auch Daqué u. a. bemerkt haben, völlig verwischt. Ein Schwereprofil quer über das Streichen der variskischen Faltenzonen von der böhmischen Masse über Thüringen, Harz, Osnabrück oder ein Profil über die Sudeten zur russischen Tafel zeigt nichts mehr von jenen grossen Dichtewellen, die in den jungen Kettengebirgen hervortreten und besonders deutlich in Form eines tiefen, dem Verlauf des Aussenrandes parallelen Defizitgürtels zum Ausdruck kommen.

Die heutige Schwereverteilung Mitteleuropas entspricht fast ganz dem durch die jungen nachvariskischen Bewegungen geschaffenen Strukturbild. Diese Erscheinung ist nicht lokaler Art; sie wird in Russland durch das Fehlen jeder Andeutung einer dem Vorland des Ural entsprechenden Defizitzone bestätigt. Sie zeigt sich in Skandinavien, wo die Isanomalien deutlich den Umrissen des fenno-skandischen Schildes in seiner jetzigen Form entsprechen, hingegen archaische oder kaledonische Strukturzüge nicht wiedergeben. Die gleiche Erfahrung macht man in den Atlantischen Staaten von Nordamerika, deren Dichtebild nicht dem alten Appalachenbau, sondern dem Gepräge einer Rumpflandschaft entspricht.

⁶⁶⁾ Ueber Schwerkraftmessungen in Deutschland und ihre Deutung vergleiche man besonders: W. Deecke: Erdmagnetismus und Schwere in ihrem Zusammenhang mit dem geologischen Bau von Pommern und dessen Nachbargebieten. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. XXII. Beilageband 1906. S. 127. (Wichtig ist der Hinweis auf die Beziehungen zum herzynischen Bruchsystem.)

W. Deecke: Schweremessungen im südl. Schwarzwald und in Elsass-Lothringen. Berichte der naturforsch. Ges. zu Freiburg i. Br. XVIII. 1910.

R. Koch: Schweremessungen in Württemberg. Jahreshfte für vaterländ. Naturkunde Württembergs. LXV. 1909.

L. Haasemann: Bestimmung der Schwerkraft auf 35 Stationen in der Nähe der Meridians 9° E. v. G., ferner in Ostpreussen und in den deutschen Mittelgebirgen. Veröff. d. preuss. geodät. Institut. Neue Folge 71. Berlin 1916.

(Zu erwähnen ist, dass die ostpreuss. Messungen keine Beziehungen zwischen Schwerestörungen und den erdmagnetischen Anomalien erkennen lassen.)

E. Borrass, Verhandl. XVI. und XVII. internat. Erdmessungskonferenz gibt im übrigen alle nötigen Aufschlüsse über den Gang der Arbeiten bis 1912.

Ein Ausgleich der durch die Kettengebirgsbildung geschaffenen Dichteanomalien wird durch verschiedene Vorgänge herbeigeführt. Ein Defizit kann im Laufe der Zeit dadurch verringert werden, dass lose Ablagerungen oder zerrüttete Gesteine sich setzen oder durch Diagenese kompakt werden. Dies kommt in beschränkter Masse für Sedimente der ehemaligen armorikanisch-variskischen Randsenke (Kohlengürtel) in Betracht, ist aber auch hier nicht ausreichend, da deren tiefere Sedimentmassen schon am Ende der Faltung verdichtet waren, wonach für die oberen Schichten die Verdichtung durch Sackung und Diagenese keine genügende Gewichtserhöhung bringen könnte, um Massendefizite z. B. von — 50 (entsprechend 500 m Gestein) und darüber auszugleichen. Bei den zur Karbonzeit bereits längst verfestigten und stark zusammengedrückten Faltenzonen des Rheinischen Schiefergebirges, des Harzes u. a. kommt nachträgliche Dichteerhöhung auf diesem Wege überhaupt nicht in Frage.

Eine wichtige Rolle beim Massenausgleich in der Erdkruste spielt Denudation und Sedimentation.⁵⁹⁾ Wenn ein durch Massendefizit im Untergrunde ausgezeichnetes Faltengebirge der Abtragung unterliegt, erfolgt isostatischer Ausgleich durch Steigen, wobei allmählich wieder die bei der Faltung tief hinabgedrückten schweren Partien der Oberflächen näher kommen. Diese Hebung müsste aber, wie wir S. 33 gesehen haben, eine stattliche Anzahl von Kilometern ausmachen, um für sich allein bis zum Verschwinden der negativen Dichteanomalie zu führen. So weit kommt es aber nicht, schon weil das Abtragungsmaterial nicht in unübersehbare Entfernungen verfrachtet wird, sondern zu einem sehr beträchtlichen Teile in benachbarten, mit den Hebungszonen in Verband stehenden Senkungsfeldern angehäuft wird. In diesen drückt es allmählich die dichteren Massen hinab, so dass eine Verringerung der positiven Dichteanomalie in den Senkungsfeldern mit jener der negativen in den Defizitzonen Hand in Hand geht.

Besonders bedeutsam werden aber für den Ausgleich die seitlichen Massenverschiebungen in der Tiefe. Wir sahen, dass auf diese Weise z. B. der Dichteüberschuss vom tyrrhenischen oder pannonischen Becken gegen die Peripherie wandert und deren Defizit zu verdrängen bestrebt ist. Nur bei hoher Plastizität des Materials, das sich zwischen der unseren geologischen Beobachtungen zugänglichen Oberkruste und der nach Helmert und Hayford l. A. etwa 120 km tief liegenden Ausgleichsfläche befindet, ist dieser unterirdische Vorgang möglich. Dass er tatsächlich stattgefunden hat, beweisen uns jene Zonen des alten Gebirges, die seinerzeit durch ein beträchtliches Defizit ausgezeichnet gewesen sein müssen, wie die karbonische Randsenke und die gefalteten Aussenketten des variskischen Gebirges. Sie liegen heute im Verhältnis zur Geoidfläche nicht höher, teilweise sogar tiefer, als am Ende der Faltung, können also ihr Massendefizit nicht infolge Abtragung der oberen Krustenteile, sondern nur durch unterirdische Massenverschiebung verloren haben.

Die durch gebirgsbildende Vorgänge geschaffenen Dichteschwellen glätten sich also im Laufe längerer Zeiträume durch langsame Ausgleichsbewegungen in der

⁵⁹⁾ „loading“ und „unloading“ der amerikanischen Literatur.

plastischen und magmatischen Tiefe. Ein derartiges Verwischen der alten Anomalien muss besonders kräftig dann wirksam sein, wenn die versteifte Kruste, wie S. 40 angenommen wird, tangentielle Lageveränderungen im Verhältnis zum Kern erfährt. Auch wenn man sich für die Erklärung der Gebirgsbildung ganz auf den Standpunkt der Kontraktionstheorie stellt, ergibt sich schon aus der Tatsache, dass jeweils nur verhältnismässig schmale Gürtel der Erdoberfläche die Verkürzung des Erdumfanges auf sich nehmen, eine gegen sie gerichtete tangentielle Gleitung der nichtgefalteten starren Krustenteile.

Jedenfalls gilt der aus dem Schwerebild Mitteleuropas und Nordamerikas ableitbare Erfahrungssatz, dass die durch einen Faltungszyklus hervorgerufenen Schwereanomalien im grossen und ganzen nicht über den Beginn eines neuen Faltungszyklus hinaus Bestand haben.

Nebenher erhalten wir aus den erwähnten Verhältnissen auch eine weitere Bestätigung der Auffassung, dass der Sitz der Anomalien der Hauptsache nach in der bewegten Erdrinde, aber unterhalb der unseren Beobachtungen direkt zugänglichen Teile der Oberkruste liegt; denn die variskischen Strukturzüge der letzteren sind ja in den alten Rumpfgebirgen erhalten, während die ihnen ursprünglich entsprechenden Schwereverhältnisse heute durch andere ersetzt sind.⁵⁷⁾

Am deutlichsten kommt für das ausseralpine Mitteleuropa die Abhängigkeit der Schwereverteilung von der jungen postvariskischen Tektonik in folgenden Erscheinungen zum Ausdruck:

1. Im Defizit des oberrheinischen Grabens von Mühlhausen bis über Ludwigshafen hinaus.
2. Im Ueberschuss
 - a) der Vogesen und der Pfalz,
 - b) des Schwarzwaldes und der süddeutschen Tafelwölbung zwischen Würzburg und Heilbronn.
3. In dem Defizit, das in nordwestlicher Erstreckung der fränkischen Keuper- und Juramulde folgt, dann — allerdings auch den Sporn des Thüringer Waldes mit einbeziehend —, zum Leinegraben zieht und hier eine deutliche, dem tektonischen Streichen entsprechende Absenkung zwischen dem Ueberschussgebiet der Pyrmonter Achse und jenem des Harzes bewirkt.
3. In der herzynischen Dichteschwelle, die aus der Gegend von Osnabrück über Herford und Pyrmont zur Weser zieht und die in der geologischen Karte sichtbare Aufwölbung zum Ausdruck bringt. Jen-

⁵⁷⁾ O. Ampferer: Geologische Deutung von Schwereabweichungen. Verh. der geolog. Reichsanstalt, Wien 1918, S. 45, nimmt in der Isostasiefrage einen abweichenden Standpunkt ein. „Es ist ganz ausgeschlossen, dass etwa im Laufe der geologischen Entwicklung erst allmählich leichte und schwere Erdschollen geschaffen werden, sondern diese Gegensätze können nur immer mehr ausgeglichen worden sein. Wir erkennen also, dass diese Gegensätze schon in einer vorgeologischen Zeit angelegt worden sein müssen.“ Nach ihm ist der Sitz im Erdinneren, tief unter der Erdrinde zu suchen. — eine Auffassung, die sich mit jener von K. G. Gilbert: Interpretation of Anomalies of Gravity. 1913 berührt. Die zeitliche Variation, wie wir sie im indopazifischen Gebiet (vergl. S. 42) und in Europa ableiten müssen, ist für mich damit nicht vereinbar.

seits der Leinedepression kulminiert ihre östliche Fortsetzung im Harz und im Querfurter Sattel.

5. In der durch ein kleines Defizit oder annähernd normale Werte ausgezeichneten subherzynischen Mulde.
6. In der dem Magdeburger Grauwackenrücken entsprechenden Ueberschusszone, die sich nach Nordwesten noch in der Richtung auf Hamburg fortsetzt, während sie im östlichen Deutschland mit dem niederlausitzer und sudetischen Ueberschussgebiet zusammenhängt.
7. In dem Defizit, das von der deutschen Bucht über Bremen zieht und mit einem nördlichen Aste nahe an Lübeck herankommt. Es steht jedenfalls zu dem Gebiet geringer Schwere im südlichen Pommern und der Neumark in Beziehung und entspricht mit ihm dem Verlauf der tiefen mesozoisch-kaenozoischen Einmuldung Norddeutschlands, in der verhältnismässig leichte Sedimente, u. a. mächtige Salzlager, tief hinabgehen.
8. In der Dichteschwelle von Bornholm und Dänemark. Sie kommt im geologischen Kartenbilde allerdings nur auf Bornholm zum Ausdruck, während die dänische Ueberschussregion, die übrigens durch eine über Seeland und den grossen Belt ziehende Defizit-Rinne gespalten ist, infolge der Bedeckung mit Kreide und Kaenozoikum die geologische Ursache nicht erkennen lässt.

Durch ihre Schwerezustände erhält die dänische Untergrundschwelle Verwandtschaft mit der herzynischen. Sie gehört zum Rahmen des tiefliegenden norddeutschen Anteils des „saxonischen Faltungsfeldes“ und stand unter dem Einfluss unterirdischer Massenzuwanderung aus diesem. Im Gegensatz dazu zeigt die ausserhalb dieser Einwirkung befindliche Hauptregion des fennoskandischen Schildes (dessen südliche Randzone uns eben in der dänischen Schwelle vorliegt) durch ihre Schwerezziffern ein anderes Verhalten. Sie weist lauter negative $g_0 - \gamma$ Werte auf, die in ihrer Verteilung ungefähr den grossen Reliefzügen entsprechen; es ist mithin Kompensation vorhanden oder wenigstens angestrebt.

Das Schwereverhalten des ausseralpinen Deutschland zeigt wichtige, durch das steifere Verhalten der Kruste erklärliche Unterschiede gegenüber den Kettengebirgen vom alpinen Typus. In der Zone Osnabrück—Harz entspricht ebenso wie im Schwarzwald und in den Vogesen der Aufwölbung der Oberkruste auch eine Dichtantiklinale der Unterlage. Diese Horste zeigen also nicht einmal die Andeutung einer isostatischen Anpassung, sondern sind Aufstauchungen einer relativ festen Kruste. Sie behaupten ihre Höhe nur durch Gewölbespannung und erhalten dadurch ein bemerkenswertes Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem alpinen Faltenantypus und dessen Kompensationsbestreben.

Ein von den Horsten Mittel- und Nordwestdeutschlands verschiedenes Verhalten zeigt die böhmische Masse, die nicht eine junge Aufwölbung, sondern ein in gewisser Beziehung dem fennoskandischen Schild verwandtes, altes Hochgebiet darstellt und schon während der Trias, des Jura und der Unterkreide insularen Charakter hatte. Sie zeigt nördlich den unter alpin-kar-

pathischem Einfluss stehenden Dichteschwelle ein ausgedehntes Massendefizit, wodurch die orographische Erhebung in der Hauptsache kompensiert ist.⁵⁹⁾

Als Schwelle hebt sich ein in Nordwest-Richtung über das Eisengebirge gegen den Zusammenfluss der Moldau mit der Elbe ziehender Streifen hervor, der sich ähnlich wie der herzynische verhält und in dessen verlängerte Streichlinie zu liegen kommt. Diese Schwelle wird auf der Nord- und Ostseite durch eine langgestreckte Defizitbucht von dem mit der Niederlausitz und dem Magdeburger Rücken zusammenhängenden Ueberschussgebiet des mährisch-schlesischen Gesenkes getrennt. Bis zu einem gewissen Grade bildet die genannte Bucht das geologische Bild der durch Kreidesedimente erfüllten Senke am sudetischen Innenrande ab, doch fallen die Umrissse nicht zusammen. Ob die Verschiebung der Konturen eine gesetzmässige ist, wird sich erst sagen lassen, wenn wir die Verhältnisse an der Lausitzer- und Erzgebirgsdislokation in gravimetrischer Beziehung kennen. Hier ist noch eine Lücke in den Beobachtungen vorhanden, die hoffentlich bald ausgefüllt werden kann.

Im grossen und ganzen besteht in Nordwest- und Mitteldeutschland eine ziemlich beträchtliche Ueberlast, für deren Kompensation wohl die norddeutsche Tiefebene mit herangezogen ist.

Eine noch nicht ganz zu überblickende Rolle in der Schwereverteilung spielen die mitteleuropäischen Vulkane. Soweit die wenigen Messungen ein Urteil gestatten, scheint das Defizit der nordwestböhmischesen Senke durch das vulkanische Mittelgebirge wenig gestört zu sein. Hingegen bewirkt der Kaiserstuhl ein Vorbiegen der positiven Isanomalien in den Rheingraben westlich von Freiburg. Auch der Vogelsberg zeigt nach den neuesten Messungen von Haasemann⁶⁰⁾ Ueberschüsse (bis 24), die aber über jene des Taunus und Kellerwaldes im Prinzip nicht hinausgehen. Die Rhön bezeichnet ungefähr den Westrand des von Unterfranken nach Norden ziehenden Defizitgebiets. Dass trotz der schweren Gesteine dieser Vulkane ihr unmittelbar ersichtlicher Einfluss auf das örtliche Schwerebild kein grösserer ist, wird verständlich, wenn man bedenkt, dass es sich bei diesen Durchbrüchen im Schollengebiet um verhältnismässig schmale Spaltausfüllungen handelt und dass nur der vulkanische Oberbau grosse Mächtigkeit besitzt. Dieser ist aber bei der Berechnung des für das Meeresniveau geltenden Wertes g''_0 in Abzug gebracht.

Mit Sicherheit geht aus dem Isanomalienverlauf in Deutschland die Tatsache hervor, dass zwischen dem jungen Gebirgsbau und den Schwereverhältnissen wichtige Zusammenhänge bestehen, die uns gestatten, in der ausgedehnten norddeutschen Tiefebene, wo der Bau des Untergrundes durch junge Ablagerungen weithin verhüllt ist, aus dem Verlauf der Schwerelinien Schlüsse zu ziehen, welche für die tektonische Geologie und vielleicht auch für die prak-

⁵⁹⁾ Es handelt sich hier wohl um eine ursächlich mit der Karbonischen Faltung in Verbindung stehende Erscheinung: um einen Rest des damaligen Defizitgürtels, dessen Bild aber durch die jungen Bewegungen völlig umgestaltet ist. Vom französischen Zentralplateau und der Ardenneninsel, die palaeogeographisch ähnlich gestellt sind wie die böhmische Masse, lässt sich leider noch nichts sagen.

⁶⁰⁾ L. Haasemann, l. c.

tische Erschliessung des norddeutschen Bodens von grosser Bedeutung sein können.

Besonders wichtig ist es, zu erfahren, ob im Untergrund von Norddeutschland die unterirdische Verbindung, die zwischen dem westfälischen und dem oberschlesischen Kohlegürtel in irgend einer Form bestanden haben muss, durch spätere Horstbildung streifenweise hoch genug kommt, um Aussichten auf bergbauliche Erschliessung zu eröffnen. Wir haben gesehen, dass der Osnabrücker Sattel, in dem das produktive Karbon nach seiner tiefen Absenkung im Münsterer Becken nochmals zutage tritt, einer ausgesprochenen Dichteschwelle angehört. Wir sahen ferner eine weitere derartige Wölbung, die dem geologischen Zuge des Magdeburger Grauwackenrückens angehört, weiter nordöstlich in deutlicher Weise zwischen Gebieten geringerer Schwere auftauchen. Wenn die Schwereverhältnisse dieser Gegend im einzelnen untersucht sein werden, wird es vielleicht möglich sein, durch Bohrungen Stellen zu finden, wo in ihr das produktive Karbon am Aussenrand des alten Faltenzuges durch die jüngere saxonische Tektonik der Erschliessung zugänglich gemacht ist. Jedenfalls kann man durch weiteren Ausbau der vom Berliner geodätischen Institut betriebenen Schwereforschungen auch in dieser Hinsicht noch bedeutende geologische Ergebnisse erzielen.

Eine nach mancher Richtung wertvolle Ergänzung werden die Pendelbeobachtungen durch die Anwendung der empfindlichen Eötvös'schen Drehwage erfahren können, die sich als geeignetes Instrument erwiesen hat, um seichtliegende Massenstörungen, die durch Wechsel im spezifischen Gewicht der Gesteine hervorgerufen werden, genau zu registrieren. Schweydar's⁶⁰⁾ Beobachtungen an einem norddeutschen Salzhorst sind ein interessanter neuer Hinweis auf die Feinheit dieser Beobachtungsmethode.

Zu den Aufschlüssen, die uns das Seismometer über das Erdinnere vermittelt, treten als mindestens ebenso wichtig die Schwerebeobachtungen mit Hilfe des Pendels, des Lotes und der Luftdruckmessungen dazu. Nun schliesst sich als weiteres Instrument die Drehwage an. So ergänzt sich allmählich das Rüstzeug, so dass sich in der Erforschung des Erdkörpers bedeutsame Fortschritte erzielen lassen, die uns gestatten, manche Vorstellungen über die unseren unmittelbaren geologischen Beobachtungen entzogenen Teile des Erdkörpers aus dem Bereich der Hypothesen allmählich in jenes der Beobachtungsergebnisse hinüberzuleiten. Wir können schon heute bei einer Analyse der Erdrinde auf die Verwertung der Schwerebeobachtungen zur Kontrolle der tektonischen Theorien nicht mehr verzichten.

⁶⁰⁾ W. Schweydar, Die Bedeutung der Drehwage von Eötvös für die geologische Forschung nebst Mitteilung der Ergebnisse einiger Messungen. Zeitschr. für praktische Geologie. Berlin 1918. S. 157—162.

E. T a m s : Drehwage und Schweremessungen in ihrer Bedeutung für die Geologie. Geolog. Rundschau X. Leipzig 1919. S. 1—13.

VI. Zusammenfassung der Hauptpunkte.

A. Die Schwerestörungen des Festlandes drücken sich in der Abweichung der auf Grund von Pendelbeobachtungen errechneten Werte g , g_0' , g_0'' vom theoretischen Werte γ_0 aus.

g_0 erhält man, indem die als Beschleunigung g ausgedrückte Schwere am Beobachtungsorte auf Meeresniveau umgerechnet („kondensiert“) wird.

g_0' ist der entsprechende Wert nach Anbringung des bei unregelmässiger Gestaltung der Umgebung nötigen Geländeausgleichs.

g_0'' ist der für die Geoidoberfläche nach Entfernung des Reliefs geltende Schwerewert, den man erhält, wenn von g_0 bzw. g_0' die Attraktionswirkung der zwischen Meeresniveau und Beobachtungsort liegenden Masse abgezogen wird.

γ_0 ist die theoretische Schwere, die an einem, dem Beobachtungsort entsprechenden Punkt der Geoidoberfläche bei gleichmässiger Massenverteilung der Erde herrschen würde.

Somit bedeutet

1. $g_0 - \gamma_0$ die totale Schwerestörung oder totale Schwereanomalie; sie gibt die zu grosse (+) oder zu kleine (—) Belastung der Geoidoberfläche an. Ihre Ermittlung ist wichtig für die Isostasiefrage.

2. $g_0' - \gamma_0$ die ideelle Schwerestörung, sie kommt für geologische Zwecke wenig in Betracht.

3. $g_0'' - \gamma_0$ die Dichteanomalie. Positiver Wert bedeutet zu grosse Dichte (Massenüberschuss), negativer Wert zu kleine Dichte (Massendefizit) der unter der Geoidoberfläche liegenden Teile des Erdkörpers.

B. Der Verlauf der Linien gleicher Dichteanomalie $g_0'' - \gamma_0$ oder der „Isanomalien“ (oft auch „Isogammen“ genannt) ist ein Mittel zur Charakteristik regionaler Krustenbewegungen.

Die Massendefizite und Massenüberschüsse können durch Angabe der „ideellen störenden Masse“ ausgedrückt werden. Die 5. Dezimale der in Metern dargestellten Beschleunigung entspricht der im Meeresniveau wirkenden Anziehung einer Gesteinsplatte von 10 m Mächtigkeit und 2,4 Dichte.

In Europa liegen die maximalen Ueberschüsse (+ 165 Einheiten = 1650 m Gestein, Beobachtungspunkt Stromboli) im Mittelmeere, die grössten Defizite (— 174 Einheiten = 1740 m Gestein, Beobachtungspunkt Zentraltirol, und — 218 Einheiten unter dem Montblanc) in den Alpen.

C. Die Massendefizite in den jungen Kettengebirgen sind nicht die Folge einer Lockerung des Materials, sondern einer Verstärkung der Sedimenthülle und leichter „salischer“ Magmaprodukte durch den Faltungsvorgang. Der so gebildete Wulst taucht in die schwere Unterlage tief ein. Ein Beweis für diese Auffassung ist u. a. dadurch gegeben, dass die Defizitzonen (Dichtesynklinen) begleitet werden von ausgesprochenen Ueberschusszonen (Dichteantiklinen), die auf unterirdische Massenverdrängung aus dem Bereiche der ersteren hindeuten.

a) In den Westalpen folgt die Zone der grössten Defizite dem tief eingefalteten Briançonnaisgürtel. Südlich von ihr bezeichnet die Biella-Ivrea-Zone eine zwischen dem alpinen und dem apenninischen Defizit aufsteigende Dichteantiklinale, an die sich das grosse adriatische Ueberschussgebiet anschliesst.

b) In den Ostalpen hält sich das grösste Massendefizit an die Zentralzone und schwächt sich mit der Verbreiterung der Alpen gegen Osten ab, so dass am Rande der pannonischen Tiefebene stellenweise sogar ein Ueberschuss von Osten her in das Gebirge eindringt. Diese Erscheinung lässt sich nicht vereinen mit der Auffassung, dass die ostalpine Zentralzone ein über den Hohen Tauern liegendes System von Schubdecken bildet, das nach Osten untersinkt. Es müsste in diesem Falle das Defizit östlich der Hohen Tauern ansteigen. Die Deckentheorie der Ostalpen bedarf unbedingt einer weitgehenden Einschränkung.

c) In den Faltengebirgen, die das Senkungsfeld des westlichen Mittelmeeres und der pannonischen Ebene umgürten, — also im Apennin, Atlas, in den andalusischen Ketten und in den Karpathen —, rückt die Zone der grössten Defizite nahe an den Aussenrand des Gebirges, während in ihren inneren Zügen, ebenso wie im Senkungsfeld, Massenüberschuss herrscht.

Die mediterranen Kettengebirge Europas sind gegen die nördlich von ihnen liegenden Rumpf- und Tafelländer durch eine von tertiären und quartären Ablagerungen erfüllte Randsenke, das sogen. Vorland begrenzt. Die Randsenken sind ein bei der Faltung hinabgezogener Teil der starren Einfassung der Faltungsregion und zeigen Massendefizit. Häufig lösen sie sich durch einen Bruch (z. B. Rhone-, Donau-, Guadalquivir-Bruch) vom weiter abliegenden Aussengebiet.

Der Kettengebirgsgürtel wird nicht für sich allein, sondern in Verbindung mit seinem Vorland kompensiert.

Da die Oberfläche der alpin-karpathischen Randsenken heute über dem Meeresspiegel liegt, ist ihre totale Schwerestörung jetzt kleiner als am Ende der Alpenfaltung (während der Neogenzeit). Die Verringerung der Alpenlast durch Abtragung scheint ihre Hebung und Trockenlegung begünstigt zu haben. Sie ist aber nicht deren Ursache, denn die Kompensation des Gebirges ist infolge der ausklingenden Alpenfaltung noch immer nicht voll erreicht. (S. 23.)

Der alpin-karpathischen Randsenke analog verhält sich das Kaukasusvorland, das Atlasvorland und die indogangetische Ebene am Fuss des Himalaya.

E. Die Adria ist keine Randsenke, sondern ein zwischen den apenninischen und dinarischen Falten eingengter Rest der südmediterranen Geosynklinale. Sie stellt ein Ueberschussgebiet dar und ist noch in teilweiser Senkung begriffen.

F. Die an Verbreiterungen des Kettengürtels gebundenen Innensenken vom Typus des tyrrhenischen und pannonischen Beckens sind Ueberschussgebiete und zeigen starkes Niedergehen gegen Ende des Faltungszyklus. In ihren Untergrund scheint ein grosser Teil der bei Ausbildung der Dichtesyneklinalen im Hauptfaltengürtel verdrängten schweren Tiefenmassen eingewandert zu sein, während Teile der leichten Massen beiseite wichen. Auch kommt Erstarrung und Entgasung des in den Innensenken hochgestiegenen Magmas als schwereerhöhender Faktor in Betracht.

Durch ihren Schwereüberschuss, ihre vulkanischen Phänomene und ihre unregelmässig in die Falten eingreifenden Umrisse unterscheiden sich die Innensenken von den Randsenken des alpin-karpathischen Vorlandtypus.

Beim Niedergehen der tyrrhenischen und pannonischen Region hat der Massenüberschuss teilweise die inneren Partien der Faltenumrandung erobert und sie mit in den Einbruch gezogen.

Die junge Senkung der dalmatinischen Küste scheint mit der vom tyrrhenischen Einbruch ausgehenden Wanderung einer Welle der Gleichgewichtsfläche zusammenzuhängen. Der Schwereüberschuss ist hier wohl erst nachträglich in die äusseren dinarischen Falten eingedrungen.

Die Innensenken können mit dem Vorland in Verbindung treten, so dass stellenweise der Zusammenhang der Kettengebirge im orographischen Bilde unterbrochen wird (ägäisch-pontisches Gebiet).

G. Der Senkungsvorgang der durch Massenüberschuss ausgezeichneten Becken im Kettengürtel überdauert die Faltung und kann so lange währen, bis der Ueberschuss durch Sedimentbildung im sinkenden Raume aufgezehrt ist. Solche Gebiete sind den Geosynklinalen erster Ordnung zuzurechnen, die nach entsprechend langer Zeit einen neuen Faltungszyklus auslösen können.

Die gravimetrisch negativen Randsenken sind Geosynklinalen zweiter Ordnung, deren Weiterbildung an die Dauer eines Faltungszyklus gebunden ist.

H. Zur Frage der Faltungsursache. Die Formen der Kettengebirge, die Homologien im Verlaufe verschieden alter Falten Eurasiens, die Anordnungen der grossen Bruchsysteme im indoafrikanischen Block weisen darauf hin, dass die Faltengürtel zwischen steiferen, in Bewegung begriffenen Schollen der Erdrinde zusammengestaucht sind.

Die Schaffung von Ungleichmässigkeiten der regionalen Dichteverteilung innerhalb gleicher Horizonte der oberen plastischen Erdschalen während des Abkühlungsvorganges scheint auf der rotierenden und gewissen Masseneinwirkungen von aussen her ausgesetzten Erde tangentielle Bewegungsimpulse auszulösen, die mit den Wirkungen der Kontraktion und der magmatischen Krustenvermehrung in Wettbewerb treten. (S. 40.) Die Bewegungen der Oberkruste sind nicht selbständig, sondern gehorchen denen des plastischen Unterbaues.

Gegen Wegeners Theorie des Zerfalles von Kontinenten in abtriftende und durch breit klaffende Magmafelder (Ozeanböden) getrennte Schollen sprechen die Zusammenhänge in den alten und neuen Faltengürteln Eurasiens. Die Ozeane sind als Senkungsfelder aufzufassen; ihr Dichteüberschuss scheint mit der regionalen Differenzierung des Abkühlungsvorganges zusammenzuhängen.

J. Zur Frage der zeitlichen Schwereänderung. Die alten Faltengebirge Mitteleuropas sind tektonisch den jungen Ketten des Mittelmeergebiets völlig analog und besitzen, wie sie, sowohl Rand- als Innensenken mit typischer geologischer Charakteristik. Sie müssen daher ähnliche Dichteanomalien besessen haben. Diese sind aber völlig verwischt. Die Isanomalien des ausseralpinen Mitteleuropa entsprechen den jungen tektonischen Vorgängen.

Da die alte Faltentektonik dieser mitteleuropäischen Rumpfgebirge in der unseren Beobachtungen zugänglichen Oberkruste noch erhalten ist, muss der Sitz der Schwereanomalien unter der letzteren gelegen sein. Der stattgefundenen Ausgleich der alten Dichteschwellen weist auf die hohe Beweglichkeit dieser tieferen Regionen hin.

K. Im Schwerebild Deutschlands stellen tektonische Depressionen, wie Rheingraben, Leinegraben, Fränkische Mulde und Teile der norddeutschen Senke Defizitgebiete dar.

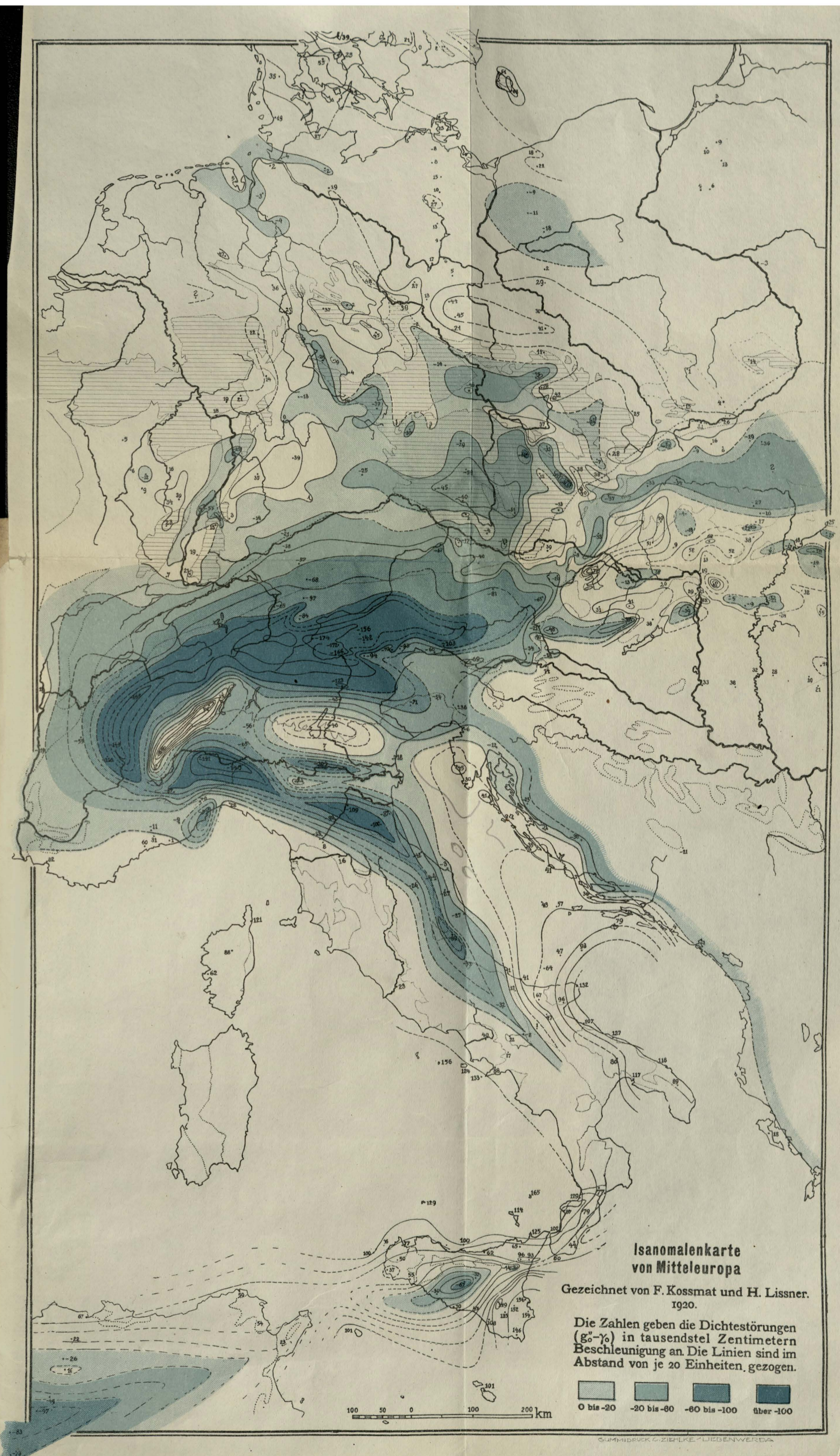
Die Horste vom Schwarzwald-, Vogesen-, Harztypus und die saxonische Hauptzone sind ausgesprochene Dichteschwellen; sie zeigen Aufwölbung der dichten Untergrundmassen. Sie unterscheiden sich dadurch von Faltenketten alpiner Art. Kompensation erfolgt ausschliesslich durch ihre Verbindung mit den angrenzenden Gebieten geringerer Dichte und deutet auf weitgehende elastische Uebertragung hin.

Die enge Beziehung zwischen dem Verlauf der herzynischen Horste und der Dichteschwellen scheint die Möglichkeit zu eröffnen, Schweremessungen in Norddeutschland für die Frage der Aufsuchung von produktivem Karbon im unbekanntem Gebiet zwischen dem westfälischen und dem oberschlesischen Kohlenrevier zu verwerten.

Anmerkung zur Karte: Im ausseralpinen Mitteleuropa sind zur Erleichterung der geologischen Orientierung die variskischen Rumpfgebirge schraffiert und ausserdem die Kreide-Tertiär-Quartärflächen durch eine feinpunktierte Linie gegen die älteren Formationsgruppen der Stufenländer abgegrenzt. Im Bereiche der jungen Faltenketten sind in gleicher Weise die Känozoischen Senken gegen die Gebirge abgehoben. Die nördliche Vorlandgrenze der Alpen und Karpathen ist durch etwas kräftigere Punktierung gekennzeichnet.

Inhalt:

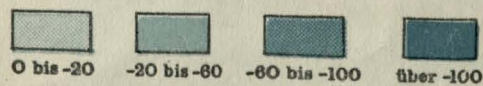
	Seite
I. Vorbemerkungen über die Schwereanomalien	3
II. Die Schwerebeobachtungen in den mediterranen Kettengebirgen . . .	8
1. Das westliche Mittelmeergebiet und die Apenninenhalbinsel . . .	8
2. Die Westalpen	10
3. Die Ostalpen und Karpathen	18
III. Das Verhältnis der mediterranen Faltengebirge zu den Senken . . .	20
1. a) Die nördlichen Randsenken	20
b) Das Rumpfgebiet in seinen Beziehungen zu den Schwere- verhältnissen des Faltengebirges	23
c) Vergleiche mit anderen Gebieten	24
2. Die adriatische Geosynklinalbucht und das östliche Mittelmeer .	26
3. Die Innensenken im Faltengebirge und ihre Verbindung mit den Aussensenken	28
IV. Die Frage der Faltungsursache	35
1. Homologien in den Kettengebirgen	36
2. Die Sprünge der starren Schollen und die Frage der Krusten- wanderungen	38
3. Die Umwandlung kontinentaler Krustenteile in subozeanische . .	43
4. Der Zusammenhang zwischen Faltung, Magmabewegung und Dichteänderung in den mediterranen Kettengebirgen	45
5. Der Massenzuwachs der Oberkruste	50
V. Das variskische Rumpfgebiet Mitteleuropas und seine Bedeutung für die Frage der zeitlichen Schwereänderung	52
VI. Zusammenfassung der Hauptpunkte	58



**Isanomalienkarte
von Mitteleuropa**

Gezeichnet von F. Kossmat und H. Lissner.
1920.

Die Zahlen geben die Dichtestörungen
($\rho_0 - \rho$) in tausendstel Zentimetern
Beschleunigung an. Die Linien sind im
Abstand von je 20 Einheiten gezogen.



100 50 0 100 200 km