34. 重力と地下構造との關係 (VIII)

均衡の機巧

地震研究所　坪　井　忠　二

(昭和16年5月15日發表——昭和17年9月20日受理)

地殼均衡論が，始めて J. B. Airy (1855) や J. H. Pratt (1858) によつて稱へられてから，既に 90 年に近く，又 J. H. Hayford (1909) や W. Bowie (1912) によつて新しく檢討を加へられてからでも，30 年餘りになる．その後，此の方面の研究が次第に行はれるに從つて，地殼の一つの標準の狀況として，均衡なるものが存在するといふ事は，もはや疑を挿む餘地がない程度にまで，明らかになつたと見てよいと思ふ．しかしながら，一度均衡の機巧に關する問題を考へるといふことになると，必ずしもすべてが明らかであるといふわけにはゆかない．

Airy 流の均衡の機巧は，浮力といふ様な單純な言葉によつて說明されるのが普通である．しかし，船に荷物を載せれば，その吃水が深くなるといふ様な，簡單な模型だけで話がすむとは，とうてい考へられない．尤も，地殼に於いて行はれて居る大規模な地學的現象の中でも，河口に於いて三角洲が形成され，それが均衡に達する機巧などは，比較的に簡單であらう．三角洲を形成する堆積物は，明らかに他の場所から運ばれて來たものであるから，模型的に云へば，船に荷物を載せる様な場合に相當すると考へても，大して無理ではあるまい．

又，氷河が融けて，そこの陸地が隆起する問題も，度々引合に出されるのであるが，あの場合でも，融けた氷は，實際，他の場所へ行つてしまふのだから，事柄は比較的簡單で，船から荷物を下せば吃水が淺くなるといふ場合に相當すると考へても，これも大した無理ではない．

しかし，大規模な山地，例へば Alps とか，Himalaya とか，Rocky とかいふ地域の均衡の問題となると，事情は甚だ違つてくるといはなければならない．何故ならば，それだけの山地の質量といふものは，他の場所から運んで來て，地殼の上に載せたといふ様な性質のものではならからである．此の事だけを考へてみても，普通に考へられて居る様な，簡單な均衡の模型だけでは，その說明に充分でない事は，明らかである．かういふ山地は，一體どういふ經過によつて均衡狀態に達したのであらうか．これは，結局，造山の機巧を考へる事になるわけであるから，とうてい急に解決

がつくべきものでない事は明らかである．しかし，現在均衡にある地殼の狀態から判斷して，少くともどういふことまではいへるかといふ事を考へておくのも，無意義な事ではなからうと思ふのである．

それについて一言しておかなければならないのは，均衡が局部的 (local) であるか，地方的 (regional) であるかといふ問題である．即ち，均衡が局部的であつて，地表の如何なる小さな荷重もその直下に於いて補償されて居ると考へる立場と，均衡が地方的であつて，一定範圍の地形の荷重について或る種の平均をとつたものに對して補償が行はれてゐると考へる立場と，どちらが尤もらしいかといふ問題がある．現在では，研究者の大多數は，地方的均衡に贊成して居り，且つ此の平均を採る範圍の大きさも求められてゐるが，それらの値も大體に於いて同じ樣なものになつて居る．更にくはしくいふならば，此の範圍は，各地方の地殼の厚さによつて異なるものらしく，著者の研究によれば，この範圍は地殼の厚さの約 3 倍程度といふ事になつて居る[1]．

W. Bowie などは，この範圍にある地形の單なる平均が補償されてゐると考へたのであるが，この點について Vening Meinesz[2] は更に議論を進めた．即ち，彼は，此の地方的均衡の範圍內にある地形を唯單に平均したものがきいてゐるとしないで，場所に關する或る種の重價平均をとる事を考へた．そもそも地表の或る一點に對する重力の均衡補正を計算によつて求めようとする場合には，地殼の底面の形，云ひ換へれば地殼の底面に於ける質量分布を假定する必要がある．これは結局，地表に孤立した單位の荷重がある場合に，地殼の底面が如何なる形をなすかといふ事を假定する事に歸着する．若しその形が，荷重の軸からの水平距離 r によるものであるとし，その關係が

$$\varphi(r)=\varphi(\sqrt{x^2+y^2})$$

で與へられるとしよう．さうすれば，地形の荷重を $f(x, y)$ とし，地殼底面の形を $F(x,y)$ とする時，F は f に φ なる重みをつけて加へ合はせたものに他ならないのであるから，

$$F(xy)=\int\int f(x+\alpha,\ y+\beta)\varphi(\sqrt{\alpha^2+\beta^2})\,d\alpha d\beta$$

となる筈である．

Vening Meinesz は $\varphi(r)$ の形として，H. Hertz[3] の計算した結果を用ゐた．Hertz の計算といふのは，厚さ h, 彈性率 E, Poisson 比 σ, 密度 ρ なる無限に擴が

1) 坪井忠二　帝國學士院記事　16 (1940), 449.
2) F. A. Vening Meinesz, *Kon. Nederl. Akad. v. Wet.*, **43** (1940), 278.
3) H. Hertz, *Wied. Ann.*, **22**(1884), 449; *Gesam. Werke*, **1** (1895), 288.
A. Föppel, *Vorles. Tech. Mech.*, **5** (1907), 112.

つた平な彈性板が，密度 ρ' なる液體の上に浮いてゐて，表面に孤立した單位荷重を受けた時に，この板の底面がどんな形をなすかを求めたものである．この Hertz の解によると，r の小さい所では底面の動きは勿論下に向かふが，r の大きい所では却つて上に向かひ，丁度

$$R=2{\cdot}905\sqrt[4]{\frac{\sigma^2Eh^3}{12(\sigma^2-1)(\rho'-\rho)g}}$$

なる R で，上下の變位が 0 になるのである．

r がこれより大きい遠方では，變位が小さいので，Vening Meinesz は，それからさの變位は無視して，Hertz の解によつて與へられる $r=R$ 以内の所の形をもつて，地殼表面に單位荷重がある時の底面の形と見做した．そして此の R に色々な値を與へてどれが一番實測とあふかといふ事を調べたのである．

此の議論には疑問とすべき點が尠くない．すでに均衡の狀態にある地殼の性質を論ずるに當つて，彈性論を使つてゐるといふ事が，第一の問題であるが，それをしばらく措くとするも，更に別の問題がある．それは，以上の樣な考へにあつては，地殼に先づ第一に山が與へられ，次いでそれが均衡の狀態に達すると考へてゐるといふ事である．これは必ずしも自明の事柄ではない．これはやがて造山の機巧に觸れる大きい問題となるのである．

一方に於いて，地殼の變形の機巧に關して，D. T. Griggs や Vening Meinesz[4] 自身が盛んに主張してゐる對流說なるものがある．これは，地殼の下に存在してゐる下層物質が何等かの熱的原因によつて對流を起し，その渦による流線が集つて下降するところでは，地殼が下にひきずり込まれる．さうして此く對流がやんで，下にひきずる力がなくなると，地殼は均衡を取戾す爲に隆起するといふ考へである．かゝる模型は，實際にあてはまるかどうかを別問題とするならば，物理的にはあへて不可能なものではないといふべきであらう．

しかしこゝに根本的な問題がある．それは，此の說にあつては地殼底面に起る變形に第一次的の重要さを與へてゐるに對して，前に述べた地方的均衡の考へでは，地表にある地形の方に，却つて第一次的の重要さを與へてゐるといふことである．卽ち，兩者は明らかに矛盾撞着してゐるのである．そこで，甚だ雜な言葉でいふならば，地殼が均衡の狀態に達するのは，先づ山があつてそれが沈降するといふ順序で行はれるのであるか，それとも，先づ地殼底面に下方に向ふ凸出が出來て，そこにはたらく浮力によつて隆起するといふ順序で均衡になるのかといふ問題である．更にくだいてい

4) F. A. Vening Meinesz, *Kon. Akad. v. Wet.*, **37** (1934), 37.

ふならば，山が均衡の原因であるか，それとも結果であるかといふ事である．

その何れが妥當であるかといふ事は，觀測の事實のみがこれを決定する．しかもこの事實とは，必ずしも，重力に關する事實ばかりとは限らない．素よりこれは，地質學的の立場からも推論し得らるる筈であつて，或る山地について，褶曲その他の構造を作つた運動と，それが山地としての高さを有するに至つた運動との，前後的の關係がつけばよいのである．大塚博士[5]によれば，一般に山地は，それを造つてゐる地質構造が形成された後の隆起運動によつて，浸蝕作用が活潑となつた結果，出來上つたものと解釋出來るものが多いとの事である．

こゝで，この少し長過ぎる前置きを終りとして，本論文の主眼とする問題に入らう．即ち，この問題とは均衡の狀態に達してゐるところに於ける山地といふものは，均衡に到らしめる原因であつたのか，それとも，均衡作用によつて生じた結果であつたのかといふ事を，重力の材料から，きめられるならきめて見ようといふのである．これは數學的にいへば次の様な問題を考へる事に相當する．

今二次元の問題を考へることゝし，$H(x)$ を地形，$D(x)$ を地殼底面の形とする時，

山を原因とすれば $$D(x)=\int H(x+\alpha)\varphi(\alpha)d\alpha$$

山を結果とすれば $$H(x)=\int D(x+\alpha)\psi(\alpha)d\alpha$$

となるべきである．但し φ, ψ は所謂重價函數であつて，φ は地表に單位の高さによる荷重を加へた時の地殼底面の形，ψ は地殼底面の下から，單位の浮力を加へた時，地表がとる形である．

ほゞ均衡にあると考へられる地域をとれば，H は地形として與へられて居り，D は Bouguer 異常から著者の方法[6]で算出する事が出來る．H と D とが與へられた時，上の積分方程式を滿足する様な φ 又は ψ を求めることは，いつも可能なのであるがかうして求めた φ 又は ψ の，いづれの方が物理的にもつともらしい形をしてゐるかといふ事が判定されるならば，一體，山を原因と見るべきか，結果と見るべきかといふことが推定される望みがある．本論文に於いて行はうとするのは，此のことにほかならない．

さて既に筆者[7]が示した處によれば，$F(x)$, $f(x)$ を二つの與へられた函數とする時，

$$F(x)=\int f(x+\alpha)\phi(\alpha)d\alpha$$

5) 個人的談話による．
6) 坪井忠二 地震研究所彙報 **15** (1937), 636; 650.
7) 坪井忠二 地震研究所彙報 **19** (1941), 458.

なる關係を滿足する重價函數 ϕ は，次の樣にして求められる．即ち

$$F(x)=\sum(A_m\cos mx+B_m\sin mx)$$

$$f(x)=\sum(a_m\cos mx+b_m\sin mx)$$

とする時，ϕは

$$\phi(x)=\frac{1}{\pi}\sum_m\left\{\varepsilon\frac{a_mA_m+b_mB_m}{a_m^2+b_m^2}\cos mx+\frac{b_mA_m-a_mB_m}{a_m^2+b_m^2}\sin mx\right\}$$

で與へられる．但し $m=0$ に對しては $\varepsilon=1/2$, $m\geqq1$ に對しては $\varepsilon=1$ である．

さて，我々の問題に立戻ると，山を原因とみる時は，上記の積分方程式において $f(x)$ のところに高さ $H(x)$ を入れ，$F(x)$ のところに地殼底面の形 $D(x)$ を入れればよく，又それと反對に山を結果とみる時は，$f(x)$ のところに $D(x)$ を入れ，$F(x)$ のところに $H(x)$ を入れればよい．今或る地域に於ける高さ $H(x)$ の Fourier 級數の，餘弦項の係數を ${}_cH_m$；正弦項の係數を ${}_sH_m$ とする．又 Bouguer 異常の係數を ${}_cB_m$, ${}_sB_m$ とする．然る時は，地殼底面の形を與へる Fourier 級數の係數は，

餘弦項　$\dfrac{1}{2\pi k^2\varDelta\rho}\,{}_cB_me^{md}$

正弦項　$\dfrac{1}{2\pi k^2\varDelta\rho}\,{}_sB_me^{md}$

で與へられる事は，前[8]に屢々示したとほりである．但し $\varDelta\rho$ は，地殼の密度と，下層物質の密度との差である．

よつて，我々が求めようとする重價函數の Fourier 係數は次のとほりに與へられる．即ち

山を原因とみる時：

餘弦項：　$\varepsilon\dfrac{1}{2\pi k^2\varDelta\rho}\dfrac{{}_cH_m\cdot{}_cB_m+{}_sH_m\cdot{}_sB_m}{{}_cH_m^2+{}_sH_m^2}e^{md}$

正弦項：　$\dfrac{1}{2\pi k^2\varDelta\rho}\dfrac{{}_sH_m\cdot{}_cB_m-{}_cH_m\cdot{}_sB_m}{{}_cH_m^2+{}_sH_m^2}e^{md}$

山を結果とみる時：

餘弦項：　$\varepsilon 2\pi k^2\varDelta\rho\dfrac{{}_cB_m\cdot{}_cH_m+{}_sB_m\cdot{}_sH_m}{{}_cB_m^2+{}_sB_m^2}e^{-md}$

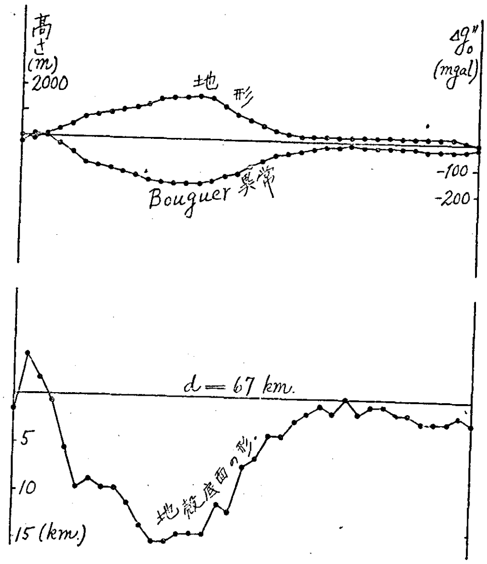
正弦項：　$2\pi k^2\varDelta\rho\dfrac{{}_sB_m\cdot{}_cH_n-{}_cB_m\cdot{}_sH_m}{{}_cB_m^2+{}_sB_m^2}e^{-md}$

である．

---

8)　坪井忠二　地震研究所彙報　前出．

さて此の研究に用ゐようとする材料は，アメリカ合衆國のものである．こゝで



第　1　圖

125°W－77°W, 48°N－30°N の範圍の矩形の地域をとつてみると，地形も，Bouguer 異常も，南北の方向には變化が乏しく，殆んど東西方向に沿つてのみ變化してゐるとみなすことが出來る．それで，此の東西方向に沿つた變化を，南北方向に平均してみると，第 1 圖に示した H 及び $\Delta g_0''$ の曲線が得られる．

此の H と $\Delta g_0''$ との分布に，Fourier 分析を施した結果は，前論文[9]に示した通りであるが，再びこゝに示せば次の通りである．

第 I 表　H と $\Delta g_0''$ との Fourier 係數

m	${}_cH_m(m)$	${}_sH_m$	${}_cB_m(mgal)$	${}_sB_m$
0	602		−70·9	
1	−394	611	42·1	−64·0
2	−138	−267	13·4	25·6
3	−6	43	3·7	2·9
4	− 84	− 86	5·3	7·3
5	−3	− 28	1·2	5·9
6	1	− 16	− 1·2	6·2
7	2	− 19	− 2·6	0·9
8	−6	− 11	− 1·5	0·7
9	13	− 31	− 1·1	0·1
10	8	1	− 1·0	0·8
11	−11	− 11	− 0·1	0·1
12	4	−8	− 0·3	0·6
13	5	− 10	− 1·0	0·6
14	13	−8	− 0·2	1·1
15	14	0	− 1·1	− 0·5
16	6	4	− 0·4	− 0·3
17	8	−2	− 1·4	0·1
18	3		0·2	

9) 坪井忠二　地震研究所彙報　**17** (1939), 385.

前から度々述べる様に，若し地殼が均衡の狀態にあるならば，H の Fourier 係數とそれに對應する $\Delta g_0''$ の Fourier 係數とは符號が反對になる筈であるが，現在の例では 36 對の內 31 對までさうなつてゐるのである．よつて，此の地域の地殼は殆んど完全な均衡の狀態にあるといつてよいであらう．

それで筆者の方法[10]に從つて，この均衡にある地殼の厚さを求めてみると，その値は前論文に示した通り，

$$d=0{\cdot}105 \text{ radian}$$

となる．此の場合の 2π は，125° から 77° に到る 4000 km であるから，d を km で表せば

$$4000\times\frac{0{\cdot}105}{2\pi}=67 \text{ km}$$

である．

こゝに一言注意しておかなければならない事がある．それは筆者の方法で，均衡にある地殼の厚さを求めるに當つては，その出發點においては局部的均衡の考へが入つてゐるといふことである．此の方法では，山地の地形を

$$H(x)=\sum({}_cH_m\cos mx+{}_sH_m\sin mx)$$

とする時，地下の質量分布を

$$-\rho H(x)=-\rho\sum({}_cH_m\cos mx+{}_sH_m\sin mx)$$

とおいて居る．さうして，若し，地殼が均衡の狀態にあるならば，

$$\begin{aligned}\Delta g_0''(x)&=\sum({}_cB_m\cos mx+{}_sB_m\sin mx)\\&=-2\pi k^2\rho\sum({}_cH_me^{-md}\cos mx+{}_sH_me^{-md}\sin mx)\end{aligned}$$

といふ關係が成り立たなければならないといふ條件によつて，d を定めたのである．若し，どこまでも局部的均衡が成り立つものであるならば，如何なる高次の m に相當する係數でも，B_m とそれに對應する H_m とは符號が反對である筈である．然し實際はさうではなく，m が或る程度以上大きくなると，符號は必ずしも反對ではなく，同じものと半々位になる．これは，地方的均衡の考へが正しい事を示すのである．それで，地殼の厚さ d を求めるに當つては，結局低次の B_m と H_m の對をのみ用ゐることになるのである．次數の低いものの波長は，長く且つ B_m や H_m の振幅の大きいものを採用するとすれば，その波長は，地方的均衡の及ぶ範圍の幅に對して充分長いものになる．從つて，それ等の成分に對しては，地方的均衡の考を入れても入れなくても同じことである．此の方法の前提は，局部的均衡から出發してゐるとしても，d

10) 坪井忠二 地震研究所彙報 16 (1938), 285.

を定めるに當つては，それ故結局は地方的均衡の立場に立つてゐると考へてもよいわけである.

さて，我々の問題に立戻つて考へると，我々は既に，H_m，B_m 及び d を知つてゐるのであるから，それから，山を原因とみた時の重價函數 φ，山を結果とみた時の重價函數 ψ の Fourier 係數を求める事が出來る．その結果を次に揭げる．但し我々の現在の問題では，φ や ψ の形が重要であるから，$2\pi k^2\Delta\rho$ やその他の常數は省略して計算したので，次の表の値は勝手な單位で書いたものと了解され度い.

第 II 表　φ 及 ψ の Fourier 係數

m	φ (山を原因とみた場合)		ψ (山を結果とみた場合)	
	餘弦項	正弦項	餘弦項	正弦項
1	−0·117	−0·001	−8·541	−0·078
2	−0·119	0·001	−8·435	0·044
3	0·075	−0·128	3·386	−5·830
4	−0·113	−0·017	−8·663	−1·271
5	−0·360	0·034	−2·757	0·260
6	−0·734	−0·095	−1·342	−0·174
7	−0·127	−0·272	−1·414	−3·018
8	0·019	−0·305	0·205	−3·264
9	−0·039	−0·075	−5·484	−10·458
10	−0·317	0.325	−1·537	1·579
11	0	−0·029	0	−34·650
12	−0·264	0	−3·787	0
13	−0·345	−0·219	−2·062	−1·313
14	−0·213	0·235	−2·098	2·318
15	−0·380	−0·173	−2·183	−0·993
16	−0·371	−0·020	−2·678	−0·149
17	−1·011	−0·175	−0·792	−0·171
18	0·411		2·265	

これ等の重價函數は山を原因とみても，結果とみても，恐らく左右對稱の形を有するものと想像されるものである．これは數學的にいへば，いづれの Fourier 級數も，正弦項の係數は餘弦項の係數に比して，ずつと小さいといふ事である．實際に求められたものも，二三の例外はあるが，大體さうなつてゐる．それで，正弦項は除いて，餘弦項だけで級數を合成してみるのであるが，この係數は，山を原因と見た方では，次數が高くなる程大きくなる傾向があるに反し，山を結果とみる方では，大體收斂する様に見える.

若し均衡が完全に局部的であるならば，山を原因とみても結果と見ても，いづれの

場合でも，重價函數は，$x=0$ のところだけが 1 で他は 0 となる筈である．從つてこの Fourier 級數は，

$$\left\{\frac{1}{2\pi}+\frac{1}{\pi}(\cos x+\cos 2x+\cdots)\right\}\Delta x \qquad \left(\Delta x=\frac{2\pi}{n},\ n\to\infty\right)$$

となり，餘弦項の係數は，次數如何にかゝはらず，一定の値になる筈である．

我々の計算においても，若し完全な局部的均衡が行はれてゐるならば

$$B_m=-2\pi k^2\rho H_m e^{-md}$$

であるから，山を原因とみる時の係數は，

$$\text{餘弦項:}\quad -\frac{1}{2\pi k^2\Delta\rho}\frac{{}_cH_m{}^2+{}_sH_m{}^2}{{}_cH_m{}^2+{}_sH_m{}^2}e^{md}\cdot 2\pi k^2\rho\cdot e^{-md}=-\frac{\rho}{\Delta\rho}$$

$$\text{正弦項:}\quad -\frac{1}{2\pi k^2\Delta\rho}\frac{{}_sH_m\cdot{}_cH_m-{}_cH_m\cdot{}_sH_m}{{}_cH_m{}^2+{}_sH_m{}^2}e^{md}\cdot 2\pi k^2\rho\cdot e^{-md}=0$$

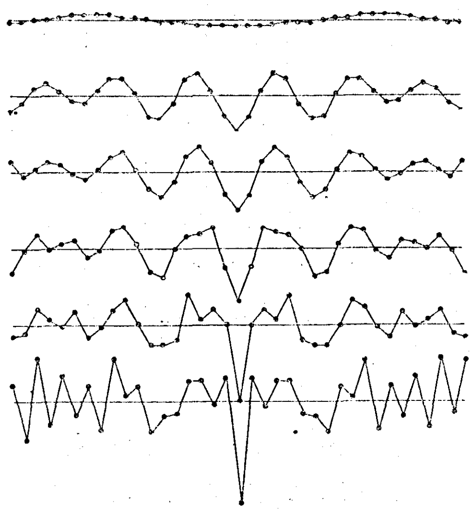
同樣にして，山を結果とみる時の係數は，

$$\text{餘弦項:}\quad -2\pi k^2\Delta\rho\frac{{}_cH_m{}^2+{}_sH_m{}^2}{{}_cH_m{}^2+{}_sH_m{}^2}e^{-md}\frac{1}{2\pi k^2\Delta\rho}e^{md}=-\frac{\Delta\rho}{\rho}$$

$$\text{正弦項:}\quad -2\pi k^2\Delta\rho\frac{{}_sH_m\cdot{}_cH_m-{}_cH_m\cdot{}_sH_m}{{}_cH_m{}^2-{}_sH_m}e^{-md}\frac{1}{2\pi k^2\rho}e^{md}=0$$

となるわけである．

さて，第 II 表に，すでに示しておいた係數を使つて，φ 及び ϕ の Fourier 級數を合成してみると，第 2 圖に示した樣な曲線が得られる．φ 及び ϕ の各々について，6 本づつ曲線があるが，それらの曲線は，それぞれ，第 3 次，第 6 次，第 9 次，第 12 次，第 15 次，第 18 次まで合成を行つたものである．

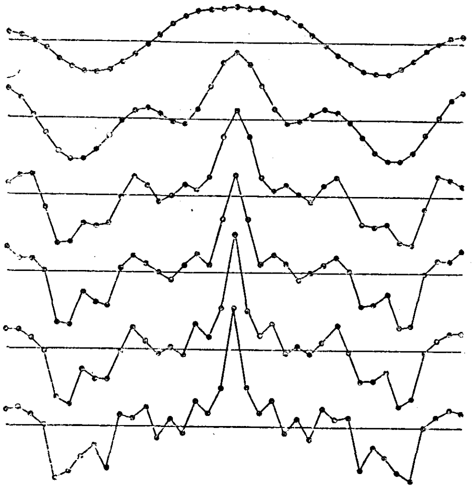


第　2　圖（甲）

山を原因とみた時の重價函數 φ が Fourier 級數の項數をふやす事によつて變化する有樣，上から 3 次，6 次，9 次，12 次，15 次，18 次までとつたもの．

これらの曲線の小さい凹凸を無視して考へても，φ と ϕ とのどちらが簡單で，物理的にもつともらしいかといふ事は，必ずしも明瞭ではない．たゞ Fourier 級數の項數を次第にふやして行つた時に，どういふ經過で最後の結果に近づくかといふ事が考慮すべき問題

であるといつてよいと思ふ．若し此の重價函數が，物理的に意味を有するものであるならば，合成する項數を次第にふやした時に，その形が非常に變るといふ事はなく，



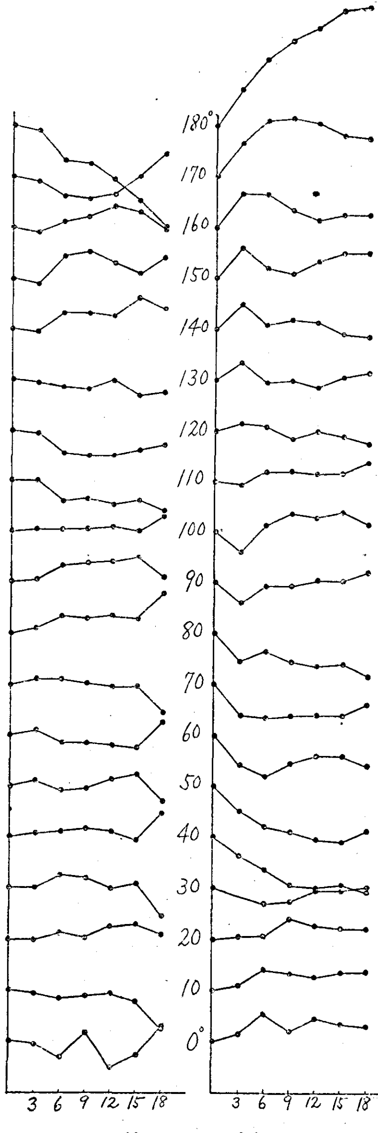
第　2　圖（乙）

山を結果とみた時の重價函數 φ が Fourier 級數の項數をふやす事によつて變化する有樣，上から 3 次，6 次，9 次，12 次，15 次，18 次までとつたもの．

大體において，次第に一定の形に近付くといふ樣な傾向を示す筈である．

かういふ點を考へる爲に作つたのが，第 3 圖であつて，これは φ 及び ϕ について $x=0°$，20°，…180° 等の點における値が，級數の項數をふやす事によつて，どの樣な經過によつて最後の値に近付くかを示したものである．

これ等の圖によつて示されるところは，必ずしも甚だ明瞭であるといふわけにはゆかないけれども，山を原因と見た時の重價函數 φ よりも，山を結果と見た時の重價函數 ϕ の方が概して，物理的により意味である樣に見える．例へば，第 2 圖に於いて，第 3 次の項までとつた φ の形と，第 6 次の項までとつた φ の形とが格段に違ふ點



第　3　圖

色々な x に於ける重價函數の値が，Fourier 級數の項數をふやす事によつて變化する有樣．

右　山を結果とみた時

左　山を原因とみた時

から見ても，或ひは又，第3圖に於いて，x の色々な値に對する重價函數の値が，項數をふやす事によつて最後の値に近付くその近付き方が，山を結果とみた ψ の方が漸近的であるといふ様な點がそれである．

そこで甚だ大膽な結論を下すならば，地表に山が先づ出來て，それが均衡の狀態になる迄それが沈下すると見るよりは，地殼の底面に先づ凸出が出來て，それが均衡の狀態に達するまで，地殼が隆起して，その結果として地表に山が出來ると見るのが，自然らしく考へられるのである．始めにも述べた通り，三角洲や氷河の場合の様に，明らかに表面に原因があると考へられる場合は，勿論區別して考へなければならない．さういふ表面的の原因が明らかに解つて居ない様な，大規模の山地などでは，その地殼の底面の方に，第一次的の原因を考へる方が，都合がよいのである．少くとも，さう考へては都合が悪いといふ事はない様である．

以上に述べた議論は，重力の分布について現在知られてゐる事實をもととしたものであつて，想像でもなく臆說でもない．此の議論が，地質學的の事實と如何に協調するか，又しないかは筆者も最も知らんと欲し，且つ討議を期待するところである．

34. *Schwereanomalien und unterirdische Massenverteilung.* (VIII)
Mechanismus der Isostasie.

Von Chuji Tsuboi,

Institut für Erdbebenforschung.

Dass es in der Erdkruste ein isostatisches Gleichgewicht gibt, kann man heute nicht bezweifeln, sofern es als ein normaler Zustand der Kruste betrachtet ist. Aber es bleibt noch eine gründliche Frage, nämlich wie dieses Gleichgewicht in der Kruste zustande kommt.

Es ist ja sehr fraglich, dass das isostatische Gleichgewicht immer als eine Kompensation zur Zusatzmasse der Topographie vorkommt, wie es bei Deltabildung oder Gletscherschmerzen der Fall ist.

Der Verfasser hat hier einen Versuch gemacht, sie zu beantworten, indem er die von ihm schon entwickelten Methode der „Gewichtfunktion" auf die Schwere- und Bodenbeschaffenheit in U. S. A. angewandt hat.

Die Gewichtfunktion, nämlich der Kern der Integralgleichung, wodurch die Oberflächentopographie als die mit Gewicht ausgeglichene Funktion der unterirdischen Massenverteilung bestimmt wird, hat viel annehmbarere Form als die bei umgekehrtem Fall. Dies zeigt uns nicht anderes als der Tatbestand, dass die Massenverteilung die Topographie bestimmt und nicht umgekehrt. Alles, was man hier festgestellt hat, beruht nur ausschließlich auf den Schwerebeobachtungen, und zeigt erst die Möglichkeit der Erklärung des Mechanismus der Isostasie ohne dubiosen Annahmen und Vermutungen.

Hoffentlich mögen hierauf rege Diskussionen folgen, wie dieses Ergebniss mit geologischen Felddaten stimmt.