

地球の冷却 (ハロルド デュフレエース)

地球が出来てまだ間もなかつた時代には、全體が流體であつたと信ぜられる確かな理由がある。そんな流體が凝結し、更に夫れが冷却を續けて遂に今日の狀態になつてしまふ迄の途中の變化を茲に述べる。

地球凝結の説明で從來熟知せられてゐるものは、ケルヴィン (Kelvin) の與へたものであるが、之は地殻を構成する殆ど總ての岩石が凝結する時に、容積を縮めるといふ事實に基いてゐる。

ケルヴィンは凝結の最初の階梯として、表面に固態の薄層が生成せらるゝとした。これは收縮した爲めに内部の液態よりも比重が大きくなつてゐる故に、安定に浮いてゐることが出来ないで、薄層は毀れてその破片が沈下する。更に新しい薄層が出来て同じ現象が繰返される。そして遂に液態は蜂の巢のやうな構造になつて仕舞

ひ、岩漿によつて充されたその蜂巢狀構造の空所は後の火山作用のシートとなつたものに相違ない。

といふのがケルヴィンの與へた説明である。然しこの説は二つの事實によつて、修正せられねばならぬ運命になつた。二つの事實といふのは、壓力は岩石の熔融點と溫度とを上昇せしむること、及び地球は單一の物質からではなくて、比重及び熔融點が非常に違ふ數種の物質から出来てゐることである。この二つの事實がケルヴィンの説を如何に修正すべきかを明かにして見たい。

先づ壓力の影響だけを取つて見やう。地球が單一の岩質から成つてゐるものとして、夫れが表面からの熱の放散に依つて遂に凝結するものとせば、實際辿るべき變化は如何なるものであ

るかを考へて見やう。表面で冷却収縮した物質は比重の小なる内部に向つて沈下し、その後は下部の物質が入替はる。そして全體が間斷なき攪拌状態に置かれるわけであるが、沈下してゆく物質は逐次大壓力を受けて次第に熱せられてくる。この場合に於ける温度の上昇は、ワシントンの地球物理學實驗室 (Geophysical Laboratory at Washington) の L. H. Adams (ms) の見當によれば、深さ一籽降る毎に攝氏一度足らずである。地球が全部まだ流態であつた間は、内部の温度はこの割合を以つて深さととも増してゐたであらう。

次に岩石の熔融點が壓力によつて高めらるゝ割合は、厚さ一籽の岩石の重さに相當する壓力が加はる毎に攝氏三度の上昇である。この大いさは前述の温度上昇の割合よりも大であるから地球がまだ全部流態であつた間は、同一の深さに於ける温度と熔融點との差は、表面に於て最大で底部に於て最小であつた筈である。従つて温度は底部に於て先づ第一に熔融點になつて、

此處に最初の凝結が始まつたことになる (吾々はいま均質の地球を考へてゐるから底部といふものは地心のことである)。一方冷却と攪拌とは上部に行はれ乍ら、固層は次第に底部より成長して遂に表面にまで及んだものと思へる。このやうに考へるとケルヴィンの蜂巢狀構造の説は失敗である。

扨て次に地球内部の不均質の問題に移る。地球内部の主要なる不均質状態は、次表によつて示すことが出来る。

層	標準岩石	比 重	熔 融 點	主 成 分
空 氣		0.001	零下273度	
水		1.0	0度	
硅 礫 (Sill)	花崗岩	2.5-2.7	1000-1000度	SiO_2 Al_2O_3
硅 質 (Sima)	輝綠岩 玄武岩	2.5-3.0	1100度	SiO_2 FeO CaO MgO
鐵 質 (Femi)	橄欖岩	3.3-3.5	1400度	SiO_2 MgO (過多) Fe_2O_3 Fe_3O_4
ニッケル鐵 (Nife)	ニッケル鐵	8.2	?	Ni Fe

これは比重の大なる順に列べてあるが、層は深い程比重が大となつてゐて、恐らく各層は可なり連續性を有してゐるであらふ。六層の内、初めの四者は地球表面上に頻繁に出てゐるものであるが、鐵苦はたゞ深成岩に於てのみ知られ、ニッケル鐵の合金は、吾が遊星の平均比重が大であるといふことを説明する爲めに、地球内部の極めて深い所に存在してゐると信ぜられてゐるに過ぎぬ。Sal, Sima, Femi, Nife なる名稱はジュス(E. Juss)に創つたもので、各層を代表する二箇の主成分の名稱を畧して作られたものである。

地球生成後、色々の事件が起つたであらふが、最初の事件の一つは、中心にニッケル鐵が固定したことである。このニッケル鐵の境界は、地球形態の理論よりして吾々は地下約一四〇〇杆の深さにあることを知つてゐるが、この深さは、ニッケル鐵の層が上層の進化に對して大なる影響を持つことが出来なかつたものである。

地球の冷却

太洋の水が最初氣圈内に水蒸氣として存在してゐたものとすれば、地球表面に及ぼすその壓力は約三〇〇氣壓である。實驗に徴するに、かゝる高壓の下に於ては、熔融狀態の花崗岩と水とは如何なる割合にも混合し得るが故に、恐らく殆ど總ての水は元來岩漿内に溶解せられた狀態で地殻内に收められてゐたものと思はれる。然し主要岩石同志が熔融狀態の時に互に混合し得たか否か、といふことは水と岩漿との場合よりも遙かに疑はしい事柄ではあるが、實驗上の事實はこれも或事情の下に於ては全然不可能とはいふ。然し乍ら主要岩石の現在の現出狀態より推せば、地球進化の或階梯に於て、混合體が幾分の分離を起したことを示してゐる。猶確らしく思はれることは、比重及び熔融點の高い岩石が凝結するにつれて、花崗岩層の方に次第に水の集中が行はれ、最後に花崗岩層が凝結した時に、この水が多量に追出されたであらふといふことである。

最初の凝結の始まつた場所は、ニッケル鐵

層が若くは橄欖岩層の底部かであつて、均質の地球の場合に述べたやうに、その後の凝は上方に向つて進んだであらう。又上部の液態は橄欖岩質が全部凝結してしまふまで斷熱的平衡に置かれたであらふ。凝結した部分の温度は、言ふまでもなく、その深さの壓力に於ける熔融點に等しかるべき筈である故に、圓層内に於て上方に向ふ傳導熱の量は勘定出來るわけで、これは大畧毎秒毎平方糎につき 1.5×10^{-6} カロリーとなる。一方、表面より放散する輻射熱の量はこれよりも遙かに大であつて、 1 カロリーに近いものとなる。故に液層は恰も下部より熱の傳導を少しも受けないで唯幅射に依つてのみ冷却を行ふ。かくして遂に硅苦層の底部が熔融點に達して、こゝに輝綠岩及び玄武岩兩型の岩石の凝結が起り、この岩質の凝結が終了した後に硅礬層が冷却を續行してこゝに花崗岩型の岩石が固まつたのである。この操作の或階梯に於て水の分離が起つて大洋が形成せられた。

表面まで全部固まつて仕舞ふと、内部からの

傳導による熱の供給は極めて微々たるものであるから、表面の温度は唯幅射によつてのみ急速に低下して、遂に幅射による熱の放散と太陽熱の攝取とがほぼ相等しくなる状態に達する。この時代に於ける太陽熱の強さは現今と恐らく同程度であつたろふから、表面の平衡温度は現在の温度と相似たものだつたらふ。かくして原始の地球は、現在とほぼ相似た表面温度をもつてゐたと思へる。然し橄欖岩の熔融點に等しき温度は、橄欖岩層即鐵苦層の最上部、多分表面下四〇糎の所或はそれよりも少し深い所にあつたと思はれる。この状態まで冷却するには、地球が出來始めてから數千年を要したやうである。

この状態に達してから現在の情況に降るまでの間は冷却は極めて徐々に行はれたものである。上層がまだ液態であつた間は、表面の冷却物と内部の物質との入れ替りによつて起る攪拌の爲めに液態各部が一樣に速く冷却してゆくけれども、一旦全部が固態になつてしまふと、熱の分配を司るものは唯だ遲慢なる傳導のみと

なつて、冷却は極めて遅くなる。この點の冷却問題に就いて、初めて數量的吟味を行つたのは、フウリエー(Fourier)である。彼は兩方向に無限に延長してをる一様の棒を考へ、棒の各點の最初の溫度を棒内の或一定點よりの距離 x の或函數 $f(x)$ であるとして、 t 時間後の棒の各點の溫度を

$$V = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(x+2q\sqrt{t}) e^{-q^2} dq$$

と出したのである。茲に h は棒の溫度傳導率の二乗根である。地球は何れの方向にも無限に延長してはゐないけれども、冷却が著しく行はれてゐる深さは、地球半径に比較すれば極めて小なるものであるから、地表下は無限に延長してゐるものとして、一次元の熱流を取扱つても著しき誤りはしてゐない。猶今論じてゐる地球冷却の問題には、地球表面が常に一定溫度に保たれてあるといふ境界條件が別に加はる。地球凝結の問題に於けると同様に、ケルヴィン卿(Lord Kelvin)は、この問題にも最初の重要な

獻をしたが、その後の實驗上の智識と調和する爲めには、矢張り修正を要する點が少なくない。ケルヴィン卿は、地下無限の深さに至るまで最初の溫度は一樣に熔解點 S であるとして、更に地表面に對して逆對稱的の溫度分布を有する所の上下に無限延長をなす一箇の固體を以つて地球を置換した。然るときは表面溫度一定といふことが困難となつてくるやうであるが、傳導によつて上下の境界面即ち地表面の溫度は常に変に保たれることになる。従つてフウリエーの解式をそのまま用ふことが出来る。かくしてケルヴィンは次の如き解を得た。

$$V = S \operatorname{Erf} \frac{x}{2h\sqrt{t}}$$

茲に x は地表面より測つた深さであり、 Erf は誤差函數であつて

$$\operatorname{Erf} \frac{x}{2h\sqrt{t}} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2h\sqrt{t}}} e^{-q^2} dq$$

である。

右の V を x に就いて微分したものと x 零

零
 算に於ける値は

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)_{x=0} = \frac{S}{h \sqrt{\pi k t}}$$

となる。この式によつてケルヴィンは地球の年齢を計算した。右邊は現在地表面に於ける地温勾配である。之れは鑛山及びボーリング等の内部に於ける觀測より決定出来る量であつて、最近の研究によれば毎厘降る毎に攝氏 〇・〇〇〇三二度である。Sを一四〇〇度、hを絶對單位で 〇・〇八四と採用すれば右の式よりtは二千七百萬年となる。

然し最初の温度が一樣に熔融點 S であると考へることは誤りであつて、深所ほど壓力の爲めに熔融點は増加するとせなければならぬ。即ち最初の温度として $S + mx$ を採らねばならぬ。茲に m は時間とともに變つてゆかないものであつて（譯者註 m は一籽降る毎に約三度といふ値である）、この修正を加へると t は三千三百萬年となる。

この年齢に關する推定は、更にラヂウムの發

見によつて非常なる變更を必要として來た。放射能物質は岩石の中に遍く存在してゐるのであつて、花崗岩の中では平均毎立方厘につき每秒 1.0×10^{-13} カロリー、玄武岩では 2.7×10^{-13} カロリーの熱量が發生しつゝある。この發熱量は一見定に微量ではあるが、單に微量だと言つてしまへば、地表から放散されつゝある熱量も然りである。後量は毎秒一平方厘に就き、 1.0×10^{-10} カロリーであるから、一六籽の厚さの花崗岩の層によつて、現在地球より逃れつゝある熱量の總てを説明出来る譯である。この驚くべき結果を見出したのは今のレーレー卿 (Lord Rayleigh) 譯者註、今のレーレー卿は、十九世紀後半より二十世紀初期にかけての偉大なる物理學者であつた、英國の故レーレー男の息である）である。この爲めに、地球冷却の理論は新しき注意をもつて研究し直さねばならなくなつた。或者はこれをもつて、地球冷却を全然否定するまでに至つたけれども、形熱はそれ程までゝはなかつた。放射能物質の全量が若し一六籽の花崗岩

の層の中に含まれてゐる量よりも尠ないならば、地球は幾分冷却してゐるのであつて、その速さは簡單なるケルヴィンの理論が示す値よりも遅くなり、若し多いならば現在地球より傳導によつて失はれつゝある熱が何故にかくも少量であるかといふことが説明出来なくなる。何となれば地球内部で發生した熱量は必ず何處かへ運ばれてゐなければならぬからである。

この困難より遁れ出る道を見出したのはアーサー ホルムス博士(Dr. Arthur Holmes)であつて、その説を一九一五年及びその翌年にかけて地質學雜誌(Geological Magazine)に發表したのであるが、物理學的に注目し値する説であるにも拘はず未だ物理學者の注意を引いてゐない。ホルムスは冷却してゐないといふ極端な場合を撰んで、地球内部は何處も定常の温度にあるといふ假定の下に問題を解いて、地表面に於ける池温勾配の觀測値を與ふるに必要な各種岩石の深さと、その各深さに於ける温度とを見出した。そうして若し放射能層が平均の花崗岩より

なつてゐるものとすれば、地殻内部の温度は地表の温度を超過すること、三〇〇度以上になることはないといふ結論を得たのである。斯くの如き温度は、火山の現れや大陸内部に於ける火成岩併入の説明を全く不可能にせしむるものであつて、強いて説明せんとすれば、最初から別種の熱源が存在してゐた爲めとのみ考へねばなるまい。

そこでホルムスは、地球は冷却しつゝあり、といふことにし、且つ放射能は深さとともに指數函數を以つて遞減してゐるものと假定した。このやうに問題を改めた場合の數學的の解は、既にインガースル及びゾーベル兩氏(Ingersoll and Zobel)によつて得られてゐたものであるが、その結果は今のやうな實際問題には應用せられずにあつた。毎秒單位容積毎の熱の發生を $Ae^{-\lambda x}$ とすれば、この場合の解は

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)_{x=0} = m + \frac{S}{h\sqrt{kt}} + \frac{A}{ah} \left(1 - \frac{1}{e^{ah\sqrt{kt}}}\right)$$

となる。

この式は二箇の未知數 t 及び a を含んでゐるから、最早 t を見出す目的には用ふることは出来ないのであるが、幸ひに放射能の方面より獨立に t の決出することが出来る。ウラニウムが崩壊して遂に鉛に變遷してゆく速さは既に測定せられてゐるから、ウラニウムを含有する岩石の分析によつて、その岩石が結晶してから今日までの時間を推定することが出来る。

この方法によつて計算せられた最古の岩石の年齢は一四億年であつて、地球の全年齡は恐らく一六億年であると思はれる。この格外の値を採用して前掲の式によつて a を決定して見ると、地表面より一三籽降ると放射能の強さは表面値の $1/e$ 倍に減じ、更に一三籽降つて二六籽の深さでは $1/e^2$ 倍に減ずるといふやうな規則になつてくる。この結果に基いて各深さに於ける現在の温度と、同一の深さに於ける橄欖岩の熔融點との差を計算して見ると次のやうな數字になつた。

温度差	深さ
1400°C	0 Km
940 ?	37
830	74
710	111
600	148
510	185
420	222
340	259
280	296
210	333
170	370
95	444
50	518
25	592

この外六〇〇籽又はそれ以下の深所に於ては冷却は殆ど問題にならぬ程小である。二〇〇籽より三〇〇籽までの間に於ける冷却も餘り大でなくて、鐵苦層の熔融し易い成分が時折り柔軟になることを禁じない程度であるから、火山作用の存在はこの推算と調和するものである。

自分はホルムスの假定と出来る丈異なる所の假定に基いて同一の計算を試みて見た。即ち或深さまでは一様の強さで放射能が存在してゐて、その深さより深くなると放射能は急になくなつて仕舞ふと假定して計算した。その結果は著しき差異にはならないで、各深さに於ける冷却は一六パーセントの増加を來したのである。

この計算に用ひた數量的材料は、ホルムスの用ひたものとも又自分が以前にやつた計算に用

ひたものとも少し許り違つてゐる。以前にやつた計算では、最初の表面温度として玄武岩の熔融點一二〇〇度を採用した。それは深所にある岩石の最初の温度が、現在の温度を決定する上に最も大なる影響を持つてゐるのであらふと考へたからである。所が最近アダムスが全研究事項を再吟味した時に、自分(デエフレエース)のなほ不十分であつたことを指摘して、彼れの標準温度として一四〇〇度を採用してゐる(Journal of the Washington Academy of Science, 1924 参照)。右の自分の計算にはこの値が用ひられてゐる。なほアダムスは、同時に深さによる熱傳導率の違ひの影響をも考へに取つたのであるが、その結果は放射能物質の量が増し従つて冷却が減ずるといふことになつたが、大體の形勢には著しき變化は與へられなかつたのである。——Dr. Harold Jeffreys, F. R. S. : The Cooling of the Earth—Nature, 16th June 1925 所載 熊谷直一譯

地球の冷却

◎地球學團入團者(大正十四年十一月以降)

岐阜縣大井町縣立惠那中學校	中島東次
東京市外千駄ヶ谷町五四八	西山豐太郎
福島縣福島市代町北、一二	佐川敏夫
大阪府三島郡富田町	保本英二
群馬縣前橋市桃井小學校	松本鐵太郎
愛知縣西加茂郡學母小學校	本多正
山口縣山口町宇賀石佐久間方	今川利平
京都府立第一高等女學校	奥貫一
大阪府立生野中學校	藤木好
福岡師範學校	栗田鼎造
長崎縣上縣郡佐須奈村佐護小學校	豐田裕通
靜岡縣濱名郡白脇尋高小學校	宮井忠一
兵庫縣朝來郡生野町	馬場常吉
東京市赤坂區新坂町六六	川村鐵太郎
東京府荏原郡馬込村谷中旭ヶ丘	曾我全祐
岡山縣西大寺高等女學校	岡本信太郎
愛媛縣宇摩郡三島中學校	高橋松太郎
大阪府立住吉中學校	山辻正文
徳島縣名東郡佐那河内村	藤田九十九
長野縣上田高等女學校	高野豐文