

VII 地球の熱的歴史

上 田 誠 也 (東大地震研)

§ 1. はじめに

地球内部の温度分布 $T(r)$ は最もよく判っていない量の一つである。

Thermal history はなおさらによく判っていない。

Thermal history は現在の地球の姿を再現するものでなければならぬ。現在の地球の姿の主な特徴は：

- (1) crust-mantle-core の layered structure をもつ。
- (2) thermal state : mantle は solid, outer core は liquid, inner core は solid(?) である。
- (3) 地球内部からの heat flow が

$$Q = 1.2 \sim 1.6 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec} = 50 \text{ erg/cm}^2 \text{ sec}$$

である。

§ 2. 地球内部温度

(1) 断熱圧縮。熱伝導率，大きさ，年令からみて，地球内部（数百キロ以深）では冷却の効果が無視しうる程小さいと考えられる。したがって，断熱圧縮で決る温度分布は地球内部に熱源がないとしたときの温度分布で， $T_{\min}$ を与える。

(2) Melting point. mantle は solid, core は liquid だから，melting point T_m は

$$T_m = T_{\max} \text{ for mantle, } T_m = T_{\min} \text{ for core.}$$

断熱圧縮による温度分布は (4-8) で $r=0$ として

$$\frac{dT}{dr} = - \frac{\alpha}{C_p} T g \quad (7-1)$$

上 田 誠 也

を解いて得られる。(係数は(5-1)により V_p , V_s の測定値から決められる。(図7-1の曲線1))

T_m はSimonの半実験式

$$\frac{P}{\alpha} = \left(\frac{T_m}{T_{mo}} \right)^c - 1$$

(7-2)

で, parameter α, c を常温・常圧の実験で決め,これを高温・高圧に extrapolate して推定する。coreはFeと考え, Feについては $c \sim 2$ とする。(図7-1・曲線2, 3) $c \sim 8$ という実験もあり,これが正しければmantle-core boundaryでのFeの T_m は2610 °K(図7-1の×点)となり,温度の推定に重要な影響をもつことになる。

シルヴァリーはこの T_{max} , T_{min} の間を適当にとつて地球内部の温度分布を推定した。(図7-1・曲線4)

力武は,地磁気の測定から決められたelectric conductivityの推定(図3-4)から, mantle上層の温度を推定した。結果はシルヴァリーの推定とよう一致している。この力武の方法が今後有望なように思われる。

地球内部温度としては地球中心で6000 °K, mantle-core boundary

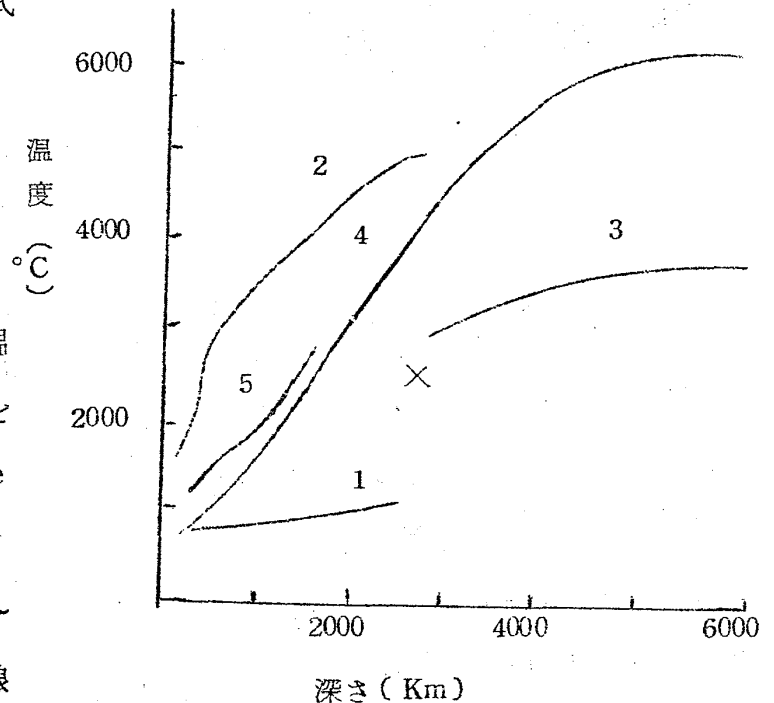


図7-1 地球内部の温度分布

1. 断熱温度分布
2. mantleの融点分布
3. coreの融点分布
4. Gilvarryの分布温度
5. 力武の温度分布

で4800 °K というのが現在考えられている値である。

§ 3. 地球の起源—Hot origin

太陽の歴史のなかで，何か大異変が起り，生じた高温のガス体が凝縮して地球ができたとする。

initial $T \sim 3000$ °K

initial heat ~ 6000 cal/g

液化の latent heat ~ 10000 cal/g

radiationによる heat loss の rate

$$\frac{3\sigma T^4}{\rho a} \sim 3 \text{ cal/g} \cdot \text{year} \quad (\sigma; \text{Stephan's const } 5 \times 10^{-5} \text{ c.g.s})$$

と estimate すると condensation は約 5000 年で完了したことになる。

liquid state にある間に，重力によつて，Fe からなる core と，light elements の mantle との分離がおこつた。liquid state では convection による冷却が起る。convection が起つているときの内部温度勾配は adiabatic temperature gradient と等しいとみてよい。

adiabatic temperature gradient (7-1) は

$$\frac{dT}{dr} = \frac{g\alpha T}{C_p} \simeq 0.3 \text{ } ^\circ\text{km}^{-1}$$

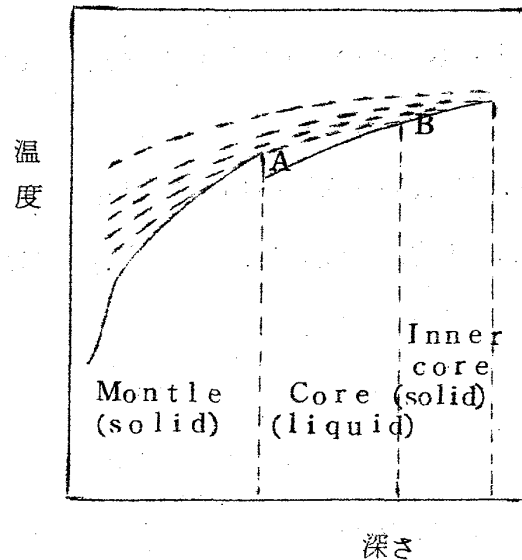
($\alpha = 2 \times 10^{-5} \text{ deg}^{-1}$ ， $T = 1400$ °K， $C_p = 0.2 \text{ cal/deg} \cdot \text{g}$ として estimate)

一方 melting point の gradient は (クラペイロン-クラジウスの法則)

$$\frac{dT_m}{dr} = \frac{gT_{m0}}{L} \left(1 - \frac{\rho_L}{\rho_S}\right) \simeq 3 \text{ } ^\circ\text{km}^{-1} \text{ for silicate}$$

($T_{m0} = 1400$ °K， $L = 100 \text{ cal/go}$ ， $\rho_L/\rho_S = 0.9$ として estimate)

であるから, solidification は底の方から起る。(図7-2) まず中心が固化して inner core ができ, つぎに mantle の底が固化する。core が liquidのまま とじこめられると, mantle の熱伝導が悪いため, その後は冷却されにくくなり, 現在まで liquid のままのこる。mantle は底の方から冷却を続け, 現在はその solidification が完了した状態であるということになる。



7-2. — Melting point curve.

--- Successive adiabatic cooling curves.

この理論の最大の弱点は地球の起源のために大異変を前提にしていることで, 大異変の起る確率は小さい。また, 高温のガス体はとびちつてしまつて, 固まるとは考えにくい点にも問題がある。

§ 4. 地球の起源 Cold origin

地球は "自然に" chondrite が集つてできたと考える。(V § 4 参照) 半径 R の dust が重力によつて一ヶ所に集るのに要する時間は

$$t \sim R^{3/2} / (2GM)^{1/2} \sim 10^8 \text{ years}$$

の程度と estimate される。また, radioactive element の量から決められる地球の年令は 4.5×10^9 年とされている。

地球が chondrite からできたと考える理由としては,

- a) 非放射性起源の同位元素組成が, 地球物質のそれと略等しいこと
- b) 絶対年代が, 地球の年令と一致すること
- c) 現在の放射性発熱量が, 現在の地球全体の平均発熱量と略一致すること

となどがある。chondrite が太陽系物質の sample として適当と思われる他の理由として, chondrite の elements の abundance と Solar abundance を比べてみる。(表 7-1)

表 7-1 Chondrite の abundance と
Solar abundance の比較

	Condrite(A)	Solar(B)	B/A
Na	4.94×10^4	5.03×10^4	1.01
Mg	9.34×10^5	4.80×10^5	0.51
Al	7.91×10^4	4.07×10^4	0.51
Si	1.00×10^6	1.00×10^6	1.00
S	1.04×10^5	3.7×10^5	3.56
K	5.94×10^3	2.29×10^3	0.39
Fe	7.12×10^5	1.45×10^5	0.20
Ni	3.64×10^4	1.59×10^4	0.44

両者の比は, 多くの non-volatile element について 1 に近い。

Initial heat and temperature

radioactive heating による温度上昇は, 地球生成過程 (10^8 年) の間に long lived isotopes (U^{238} , U^{235} , Th^{232} , K^{40} など) による分が $\sim 160^\circ$, short lived isotopes (表 7-2) による分が $\sim 3000^\circ$ で, 後者が効いている。

表 7-2 short lived radioactive isotopes による
heat production

Isotope	Half-life (10^6 years)	Disintegra- tion energy (Mev)	Abundance 4.5×10^9 yea- rs ago (relative to $\text{Si}-10^6$)	Heat produ- ction rela- tive to K^{40}
Sm^{146}	50	2.6	0.25	1.4
U^{238}	23.9	4.6	0.2	2.6
Po^{244}	75	15.2	0.4	11.0
Cm^{267}	40	16.3	0.1	4.0
K^{40}	1300	0.71	8.4	1.0

chondrite が集るときの gravitational energy は 4×10^4 joule/g
に達する。radiation とのつり合いを考えると、

$$\rho \frac{GM(r)}{r} \frac{dr}{dt} \sim \sigma T^4$$

より温度上昇は 400° , 700° , $1000 \sim 2000^\circ$ 等と estimate されている。

adiabatic compression による温度上昇は地表温度を 450°K とすると
中心で 900° 位となる程度である。

以上のような諸要因から initial temperature $T_0(r)$ が決められるこ
とになる。

$T_0(r)$ についてつぎのような model をとり、以後の thermal history を
考える。

- (1) $T_0(r) = \text{melting point curve (Simon equation)}$
- (2) $T_0(r) = \text{const} = 1300^\circ\text{C}$
- (3) $T_0(r) = \text{const} = 0^\circ\text{C}$

radioactive heat source

地球生成後の history のなかでは long lived isotopes (表 7-3) が heat source として働く。

表 7-3 Abundant radio isotopes

Isotope	Half life (10^9 years)	Disintegration energy (MeV)	Abundance (relative to Th)	Heat generation (joule/g year)
U^{238}	4.51	47.4	99.27	2.97
U^{235}	0.71	45.2	0.72	18.0
Th^{232}	13.9	39.8	100	0.82
K^{40}	1.3	0.71	0.0119	0.94

これら isotope の chondrite における含有量は

$$U \sim 1.1 \times 10^{-8} \text{ g/g}, \quad Th/U \sim 4/1, \quad K \sim 8 \times 10^{-4} \text{ g/g}$$

である。

地球を chondrite の集りとしたときの heat production が、現在の heat flow の値 $1.2 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ をほぼ説明する。これが chondrite earth の一つの根拠にあげられる。(p. 参照)

実際の分析結果からみると、crust には U, Th, は、(地球を chondrite の集りとみた時) 全量の $1/3 \sim 2/3$ が集中している筈である。K については集中度は少く、 $1/6$ 位である。残りは mantle 内に分布しているとせねばならない。所が、600km 程度より深い部分で発生する熱は、未だ殆んど地表には達しないので、これらの熱源は mantle 上部に集中しているとしなければ、上述の熱量の一致は説明できない。

そうすると、upper mantle の放射性物質含有量は、現在一般に想定されている値より大きくなりすぎる。これは upper mantle の構成上、今後

の問題点の一つである。

Thermal conductivity in the earth

熱伝達機構としては conduction を考える。高温では conductivity κ に radiation による分も効いてきて、

$$\kappa = \kappa_{\text{phonon}} + \kappa_{\text{radiative}} \quad (7-3)$$

$$\kappa_{\text{rad}} = \frac{16 n^2 \sigma T^3}{3 \epsilon} \quad (7-4)$$

但し、 n は refractive index (~ 1.7)、 ϵ は opacity で、

$$\epsilon = \epsilon_0 + \frac{120 \pi k_{\text{eo}} e^{-E/2kT}}{n} \quad (7-5)$$

と表わされる。 k_{eo} は $T \rightarrow \infty$ でにおける electric conductivity, E は band gap である。(7-5) の第二項は conduction electron からの寄与を与え、温度変化をする。(7-3) ~ (7-5) より

$$\kappa = \kappa_{\text{ph}} + \frac{16 n^3 \sigma T^3}{n \epsilon_0 + 120 \pi k_{\text{eo}} e^{-E/2kT}} \quad (7-6)$$

$$\kappa_{\text{ph}} \cong 0.023 \text{ joule/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$$

$$E \cong 3 \text{ eV}$$

岩石についての κ_{rad} の実験的な検証はまだほとんどない。(7-6) による理論値は表 7-4 のようになる。

表7-4. Radiative conductivity calculated
from absorption spectra.
(joules/cm sec °C)

Mineral	1000 °K	1500 °K	2000 °K	2500 °K
Olivine	0.297	0.86	1.45	2.02
Diopside	0.067	0.238	0.444	0.725
Pyrope	0.004	0.021	0.075	0.184
Almandine	0.004	0.017	0.042	0.212
Grossularite	0.047	0.193	0.456	0.405

§ 5. Thermal history の計算

微分方程式

$$\rho C_p \frac{\partial T(r,t)}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left\{ r^2 \kappa \frac{\partial T(r,t)}{\partial r} \right\} + A(r,t)$$

thermal conduction radioactive
 heating

を初期条件 $T_0(r)$ を与えて解き, thermal history を求める。

Effect of initial temperature distribution

$A(r,t) = \text{indep. of } r$ (radioactive elements は一様に分布している) とし,

- (1) $T_0(r) = 1300$ °C, (2) $T_0(r) = \text{Simon eq. による melting point}$ (但し, 地球中心で 4100 °K とした仮想的なもの)

の二つの場合について計算すると, 4.5×10^9 年後(現在)の温度分布は図7-3のようになる。(2) では mantle の大部分の温度は silicate の

上 田 誠 也

melting pointを越えており、mantleは融解したまま、ということになる。initially hot earthの仮定はいけなことが判る。

core formation

$T_o(r) = 1300^\circ\text{C}$ から出発して、 $T(r)$ の時間変化をたどると図7-4のようになる。 0.6×10^9 年の後、約400kmの深さのところで温度がFeのmelting pointに達する。そこでFeだけが融解し、全体としては融解しないままに、 $0.6 \sim 2.0 \times 10^9$ 年の間にcoreが形成される。core formationとともにgravitational energyが放出されて温度が上昇する。この温度上昇は、正確には見積れないが、mantleを(2)の $T_o(r)$ 近くまで加熱するだろうと思われる。

Differentiated hot earth

2.6×10^9 年前に、core formationとともにradioactive elementsはupper mantle 深さ600kmまでの部分に一樣に集中したとして以後のthermal historyを計算すると、現在の温度分布は図7-5のよう

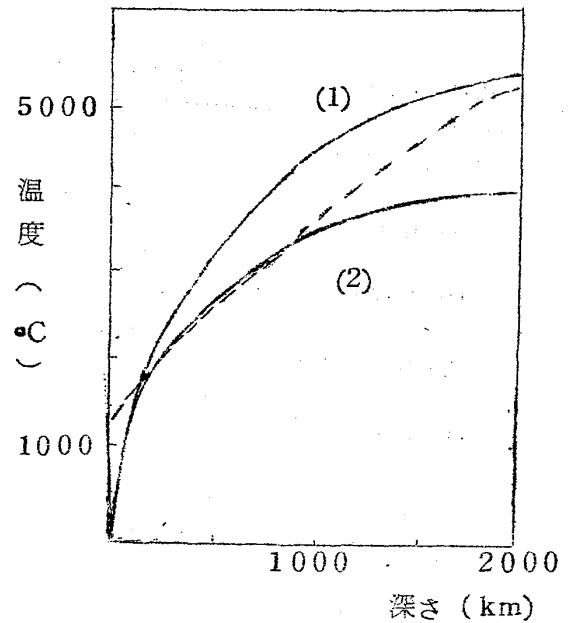


図7-3 --- Melting point of silicates.

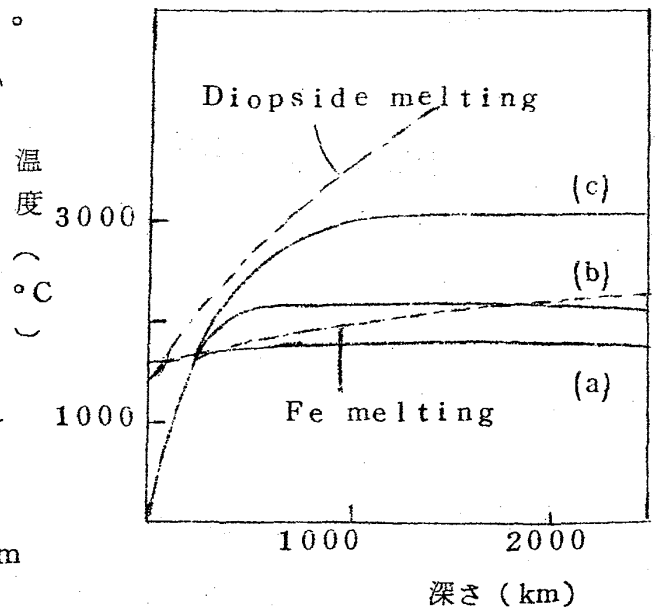


図7-4 (a) 0.6×10^9 years
(b) 1.2×10^9 years
(c) 4.0×10^9 years

になる。但し、

(3) 2.6×10^9 年前の温度分布
 $= (2) \text{ の } T_o(r)$

現在の heat flow の値としては

$$Q = 69.8 \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{sec}$$

となり、これは observed value

$$Q = 50 \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{sec}$$

に比してやや大きすぎる。また upper mantle は melting point を越えていることになる。

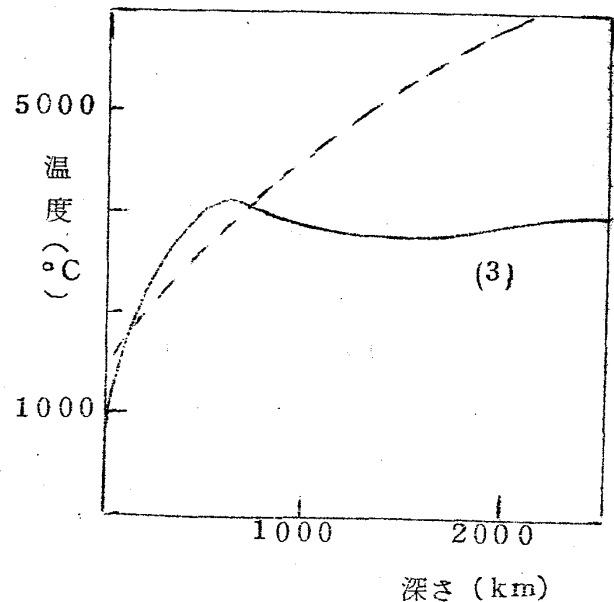


図 7 - 5

以上のように differentiated earth で、熱伝達を conduction

のみとしたのでは説明がつかないように思われる。熱伝達のもう一つの機構として mantle の convection を考える必要があるのではないか(?)。

§ 6. Convection in the mantle

mantle 内に convection が起っている根拠としてあげられているのはつぎの諸点である。

- (1) 大山脈をつくるのに必要な crust の水平方向圧縮の origin.
- (2) 火山の熔岩にみられるような local な高温状態 ($\sim 1500^\circ \text{K}$) を地表近くまでもたらす origin.
- (3) 海洋底大山脈地域での高い地殻熱流量 ($\sim 8 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$) の origin.
- (4) 大陸移動の origin.

大陸移動は、大西洋をはさむ海岸線の一致、地層のつながり等から、提唱されて来たものだが、今日では、岩石の自然磁化からも証拠だてられている。

上 田 誠 也

異なる大陸にあつて，同じ地質時代の岩石の磁化が，異なる pole を指すのは，大陸が相対的に運動したためだという考えである。岩石磁気からの大陸移動の pattern は，従来，独立な根拠から推定されたものとよく一致する。

(5) 大西洋のまん中を南北に走る海底山脈の東西に分布する島々について，その岩石の生成年代 t を調べ，これを海底山脈の尾根からの距離 d について plot すると，図 7-6 のように，略 linear な関係を得る。

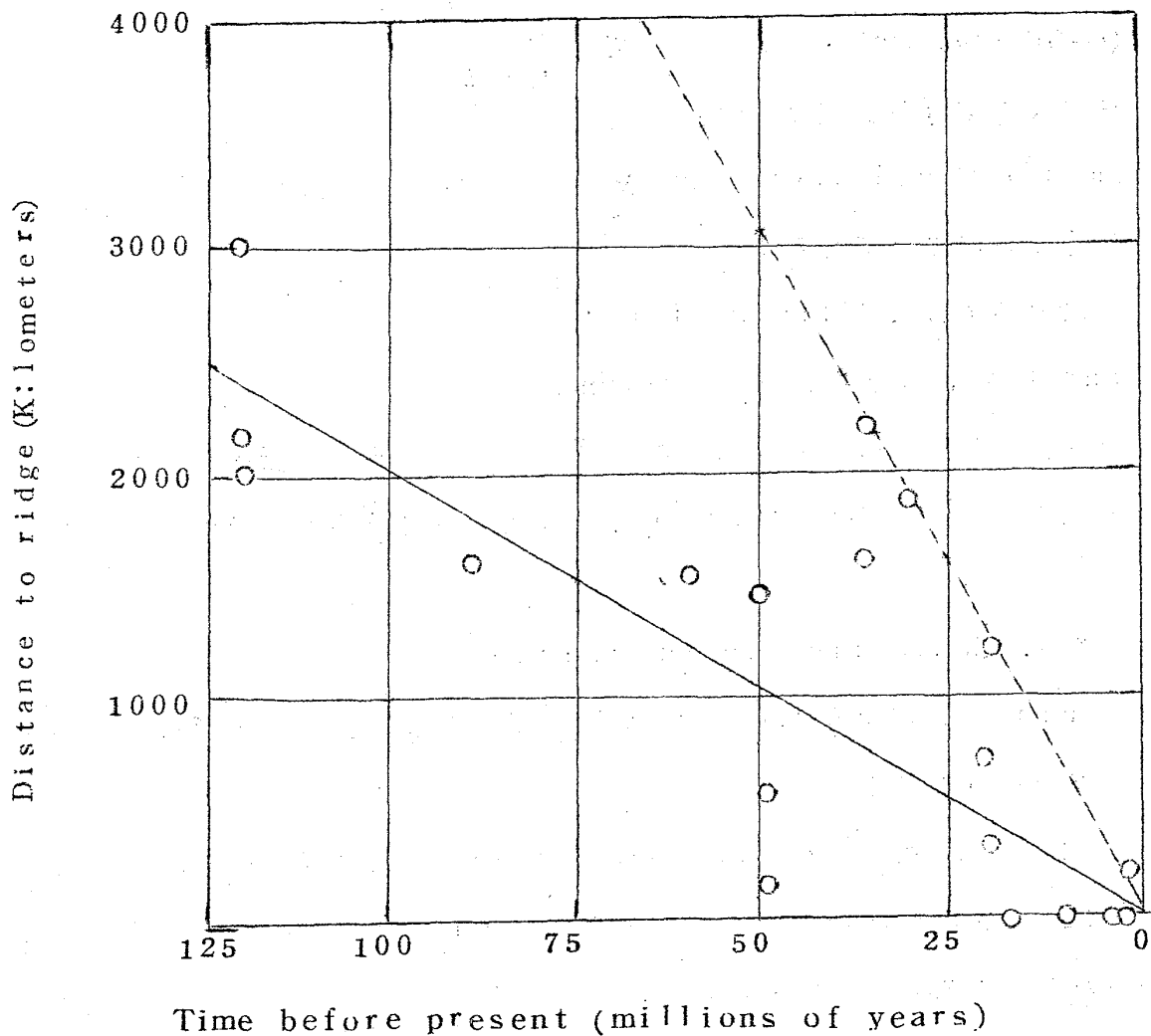


図 7-6 Distance from mid-ocean ridge of some islands in Atlantic and Indian Ocean is plotted against age. If all originated over the ridge, their average rate of motion has been 2 cm/year : max. rate 6 cm/year. (broken time)

大陸が mantle convection にのつて動いたとする(4)。convection の上昇部は海底山脈で、(2)、(3) の原因となり、降下部では、地殻は引きよせられ、圧縮が起り(1)を起す。(5)の図6-6は、島々が convection にのつて移動する速さを示す。この値は、 $2\sim 6\text{ cm/year}$ となり、(3)の heat flow をも充分説明する。

時間と共に core が大きくなると、mantle convection の pattern が変化する。 $\sim 2 \times 10^8$ 年前にもこのような変化があつたとすると大陸移動説とよく一致する(図7-7, 7-8), 図7-8では、core と地球の半径比 η が時間的に変化すると共に convection の mode をきめる n が変化する様子である。

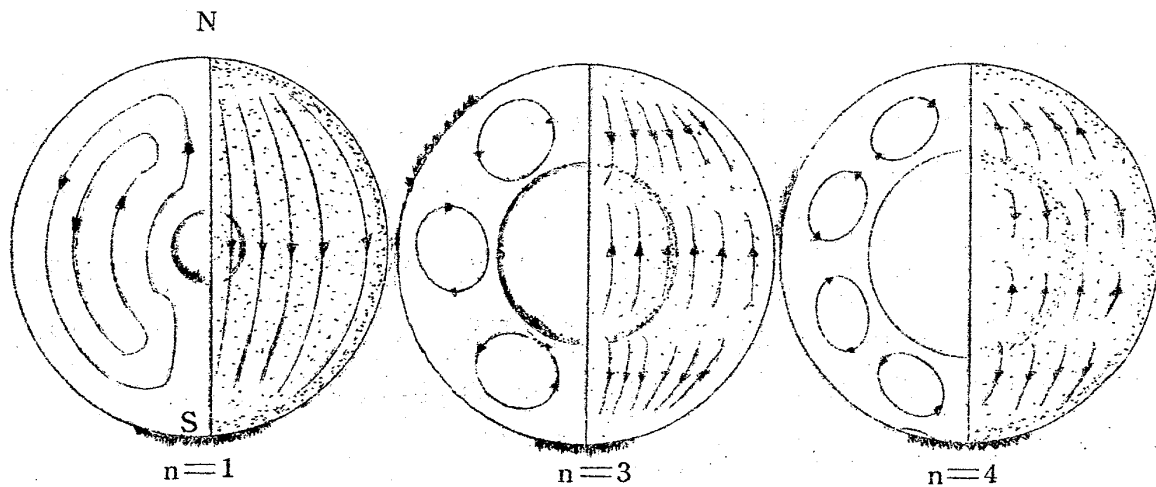


図7-7. Convection in the mantle with different sizes of core.

Convection の mode n の変化は、不連続的に起るので、地質現象の周期性も説明できる。図6-8の横軸にある peaks は、地質現象の盛んであつた時代を示す。

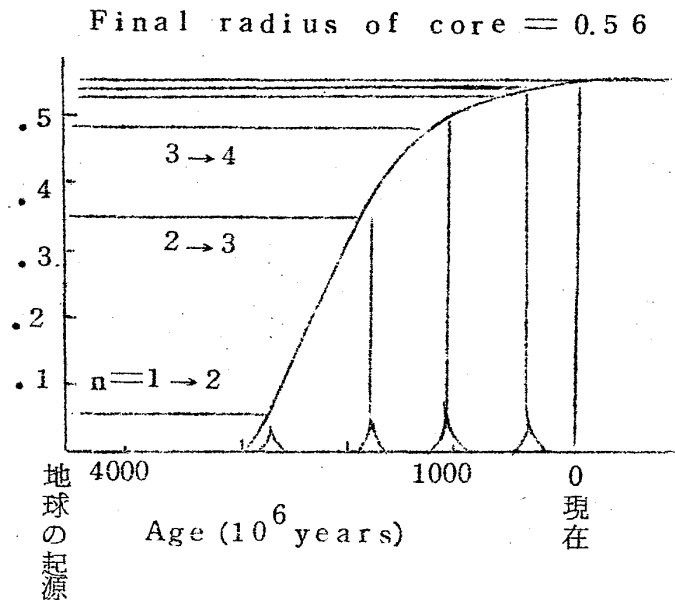


図7-8. Growth of the earth's core.

Discussions

Δ Fe は solid の中でも diffusion が速かに起こるから融解しなくても diffusion によって core が形成されるのではないか？

Δ Fe の diffusion が速いというのは metal の中での話で、イオン結晶の場合は、diffusion にまわりの影響が強く効くし、話がちがうと思う。

Δ diffusion で Fe が集ったとすると、mantle-core の sharp な boundary は説明できないだろう。

References

- 1) G.J.F. MacDonald, Calculations on the Thermal History of the Earth Jour. Geophysical Research., 64, No.11, 1967-2000, 1959.
- 2) 地球の構成 (現代の自然観) 岩波書店
- 3) 上田誠也, 地球熱学, 日本物理学会誌, 15, No.7. 354-364(1960)
- 4) J.T. Wilson, Continental Drift Scientific American, April, 1963.