地球型惑星の熱的構造

名古屋大学理学部地球科学教室 入 山 淳

(昭和 42 年 8 月 14 日受理)

Thermal Stucture of the Terrestrial Planets

Jun IRIYAMA

Department of Earth Sciences, Nagoya University

(Received August 14, 1967)

The internal structures of Venus, Marss, and the asteroid are examined in the light of the thermal state. The angular velocity of rotation, surface magnetic field strength, and C/Ma^2 are used as constrained conditions.

Results of calculations show that the model terrestrial planets with chondritic composition are consistent with the above constrained conditions, provided that the smaller the size of planets is, the lower the initial temperature is.

The internal structure of Venus is similar to that of the earth. From the thermal structure and the slow rotation, the initial temperature within Venus is about 300~400 deg. higher than that of the earth.

The initial temperature of Mars should be below 600°K, provided that Mars is free of the metallic core.

The asteroid must have an iron core, a mantle, and a crust, provided that the initial temperature throughout within the asteroid was above 1,300°K.

§ 1. は じ め に

惑星内部の物理現象を研究するときに熱を抜きにしては本質的なことは言えないと思う。本論文の目的は地球型惑星の進化および内部構造を熱史の計算から推論することにある。地球および月の熱的構造については前3回の報告〔入山 (1966); 入山・島津 (1967 a); IRIYAMA and SHIMAZU (1967 b)] で論じたのでここでは述べない。基本方程式および計算方法も同じなので繰り返さない。以下の6点について主として述べてある。

(1) 各惑星の内部温度は鉄、けい酸塩の融点をこえているか。コア、クラストに分化しているか。

(2) (1) で調べたことは観測値の C/Ma^2 (C = 自転軸の周りの慣性モーメント, M = 全質量, a = 赤道半径), 自転角速度および表面磁場の強さから推論される内部構造に矛盾しないか。

(3) (1), (2) から推定できる各惑星の内部構造はどんなものか。

(4) 始原物質＝コンドライト説はすべての地球型惑星について成り立つか. また, 諸惑星が同じ初期温度, 熱源の濃度を持つたとすると,

(5) 表面熱流量, 内部温度は各惑星でどう違うか,

(6) 表面温度は惑星の熱的構造にどのような影響をあたえるか.

§ 2. 計 算 仮 定

地球型惑星は 4.5×10^9 年前には現在と同じ半径, 質量になっていたとする. 惑星構成物質としてはコンドライトを考える. 放射性元素の濃度は現在値で言つて $U = 1 \times 10^{-8}$ gm/gm, $K^{40} = 8 \times 10^{-8}$ gm/gm, $Th/U = 4$ とする. そして各惑星について初期温度をパラメーターとして計算を行う. 各惑星の表面温度, 半径, C/Ma^2 , 自転角速度, 表面磁場の強さは Table 1 に示してある. 表面熱伝導度 $= 0.008$ cal/cm·sec·deg である.

Table 1. Properties of the model terrestrial planets

Planet	Surface temperature* °K	Radius km	Mean density gm/cm ³	$C/(Ma^2)**$	Angular velocity of rotation # rad/sec	Surface magnetic field strength gauss
VENUS	600	6100	5.0	?	2.9×10^{-7}	<0.05 §
EARTH	273	6378	5.52	0.331	7.292×10^{-5}	0.5
MARS	250	3300	4.0	0.389	7.02×10^{-5}	0.00 %
MOON	273	1738	3.34	0.35	2.67×10^{-6}	0.0005 &
ASTEROID	200	300	3.5	—	—	—

Compiled from the following sources :

* BRANDT and HODGE (1964).

** SHIMAZU (1966).

MACDONALD (1964).

§ Mariner II (1962).

% Mariner IV (1964).

& Luna X (1966).

§ 3. 結 果 と 議 論

(A) 各惑星の熱的構造

金 星

表面温度 $= 600^\circ\text{K}$ とたかい. この表面温度が 4.5×10^9 年間続いたとした. 初期温度 (T_0) $= 1573^\circ\text{K}$ の場合の現在の温度分布と表面熱流量の時間変化は, それぞれ Fig. 1 と Fig. 2 に示してある. 同じ T_0 の場合の地球の現在の内部温度が点線で Fig. 1 に示してある. 金星は地球と非常によく似た熱的構造をしている. 8×10^8 年には深さ 300 km の温度は鉄の融点を

こえる。鉄融点の式には融点の高い MACDONALD (1959) の値を使つたが、STRONG (1959) の値を使えば金星内部温度は $6\sim 7\times 10^8$ 年には鉄融点をこえることになる。次に、金星の表面熱流量の時間変化 (Fig. 2) を調べる。同じ Fig. 2 に示した地球の場合と比較すると金星の表面熱流量は表面温度の高い分だけ地球より小さい。金星の現在の表面熱流量は 0.93×10^{-6} cal/cm²·sec で同じ初期条件の地球の値 1.2×10^{-6} cal/cm²·sec の 3/4 である。金星の自転角速度 2.9×10^{-7} rad/sec は他の惑星の値 $10^{-5}\sim 10^{-4}$ rad/sec (参照, Table 1) と比較して著しく小さい。金星が太陽に近いことは金星の小さな自転角速度の説明にならない。地球と金星の内部物性が同じであれば、太陽の潮汐による金星の自転角速度のおくれと月と太陽との潮汐による地球のそれとは等しいからである [MACDONALD (1962)]. 従つて、おそい自転角速度を示すには金星内部の anelastic dissipation が大きくないといけな。これは金星の内部温度が構成物質の融点の近くであることを示すものである。

ここで、Fig. 1 および Fig. 8 を見ると金星と地球との表面温度の顕著な違いの影響は 200 km 以浅に限られる。200 km 以深では両惑星の熱的構造に差異は認められない。従つて、金星内部が高温度であるとしてもそれは表面温度が高いからではなくて、金星全体の初期温度が地球より 300~400 deg 高かつたからであらう。金星はコア、マントル、クラストに分化して、Mariner II の観測では金星の双極子磁場の強さは地球の 5~10% 以下である。これ

Fig. 1. Variation of temperature with depth in Venus (solid curve) and the earth (dashed curve). Initial temperature is 1573°K.

Fig. 2. Variation of surface heat flow with time in Venus and the earth. Initial temperature is 1573°K.

V: Venus
E: Earth

は金星の自転角速度が小さいことに原因があろう。

火 星

$C/Ma^2=0.389$ は密度分布の一樣な惑星の値 $C/Ma^2=0.4$ に近い。Mariner IV の観測では磁場はなかつた。従つて、火星には金属コアはないかあつてもごく小さいであろう。そこで、初期温度 (T_0) が何度以上であれば鉄が融けてコアが発生するかを調べたのが Fig. 3 である。 $T_0 \leq 600^\circ\text{K}$ であれば現在でもコアは発生しない。種々の T_0 に対する火星の現在の内部温度は Fig. 4 に示してある。 $T_0 = 873^\circ\text{K}$ では 300 km 以深の温度は鉄の融点を大きくこえている。火星の初期温度は $600\sim 700^\circ\text{K}$ 以下の低温だったようにみえる。

Fig. 3. Time of core formation as a function of initial temperature in Mars.

Fig. 4. Present temperature distribution in Mars for some initial temperatures as compared to the diopside and the iron melting curve.

Diopside: diopside melting curve (Boyd and England, 1963)

Fe : iron melting curve (MacDonald, 1959)

小 惑 星

小惑星は石質隕石とか隕鉄の母天体だという意見が相当ある。そうだとすると、この天体に鉄コアがあるかどうかが問題になろう。そこで、 T_0 が何度以上あれば内部温度が鉄の融点をこすか調べる。 T_0 とコアおよびクラストの発生時期との関係を示すのが Fig. 5 である。鉄コアが発生するには T_0 は 1300°K 以上でないといけない。クラスト形成には $T_0 \geq 1100^\circ\text{K}$ が必要である。 $T_0 = 1473^\circ\text{K}$ の場合の内部温度の時間変化は Fig. 6 に示してある。 8×10^8 年までは中半分の温度は上昇するが、以後は下降する。150 km 以浅では温度は終始下がる。小

Fig. 5. Time of core (Fe) and crust (diopside) formation as a function of initial temperature in the asteroid.

Fig. 6. Development of temperature distribution in the asteroid as compared to the diopside and the iron melting curve. Initial temperature is 1473°K.

Fig. 7. Development of the temperature distribution for asteroid at surface thermal conductivities of 0.008 cal/cm·sec·deg (A) and 0.01 cal/cm·sec·deg (B). Initial temperature is 873°K.

惑星の現在の内部温度は低く、中心まで冷えている。この初期温度では 2.6×10^8 年には 200 km 以深の温度は diopside の融点に達する。 4.3×10^8 年には 200 km 以深の温度は鉄の融点をこえる。表面熱伝導度が内部の熱的構造にどのような影響を与えるかを調べたのが Fig. 7 である。Fig. 7 でAは表面熱伝導度 = 0.008 cal/cm·sec·deg で、Bは 0.01 cal/cm·sec·deg の場合の内部温度分布を示す。現在の中心温度はAでは 360°K、Bでは 300°K であつて 20% の差がある。Fig. 7 と Fig. 1 とから、地球型惑星の内部の熱的状態はその表面温度によらずに表面熱伝導度で決まるようにみえる。

(B) 惑星総論

内部温度, 表面熱流量の比較

諸惑星が同一の初期温度($T_0=873^\circ\text{K}$), 熱源の濃度をもつたとして, 各惑星で現在の熱的状態がどう違っているかを調べる. この場合の現在の内部温度分布は Fig. 8 にまとめて示してある. 地球型惑星の内部温度は半径でさま. 大きな惑星ほど熱は蓄積されて内部温度が高い. 表面温度は内部の熱的状態には影響をあたえない. 金星の高い表面温度も表層部 (200 km 以浅) に影響をあたえるだけである. 表面熱流量の時間変化は Fig. 9 に示してある. この初期温度では金星の表面熱流量だけが単調に増加している. 金星, 地球の $T_0=1573^\circ\text{K}$ (Fig. 2) と 873°K (Fig. 9) の場合の表面熱流量の時間変化を比較すると, $T_0=1573^\circ\text{K}$ で見られる表面熱流量の $0.6\sim 1.0\times 10^9$ 年の極小が $T_0=873^\circ\text{K}$ の場合には存在しないことが目立つ. このことは, 表面熱流量の時間変化の理論曲線と地質学的実測値を組み合わせることで初期条件の推測ができることを示唆しているようにみえる.

コアの発生条件

初期温度が各惑星で異なるとすれば,

地球型惑星の始原物質がすべて同じでコンドライトに等しいとみてよいことは § 3-A の数値例および前回の報告 [入山・島津 (1967 a); IRIYAMA and SHIMAZU (1967 b)] で示した. 次に, 各惑星でどれだけ T_0 に差があれば構成物質=コンドライトでよいか調べる. T_0 (表層を除いた惑星全体の初期温度) が何度以上あれば鉄コアが発生するかを下にまとめる.

Fig. 8. Calculated temperature distribution in the terrestrial planets for the initial temperature of 873°K . Chondritic radioactivity is assumed to be uniformly distributed.

E: Earth
V: Venus
M: Mars
L: Moon
A: Asteroid

Fig. 9. Variation of surface heat flow with time in the terrestrial planets. Initial temperature is 873°K .

地 球	950°K
金 星	900
火 星	600
月	450
小 惑 星	1300

小惑星以外, 大きい惑星ほど鉄コアが発生するには初期温度が高くないといけない. 上の表と観測事実を参考にして, T_0 としては地球で 1000~1500°K, 金星では自転角速度も考えて 1300~1800°K, 火星および月で 300~600°K であろう. 惑星の半径の大小によつてこの程度の差は T_0 にありうるだろう.

最後に本研究に関して御指導とはげましを頂いた島津康男先生に感謝します. また, この研究に御理解を示された飯田汲事教授にも感謝します. 数値計算には東京大学大型計算機センターの HITAC 5020 E を使用した (課題番号 4001 A 00064, 4001 B 00081).

文 献

- BOYD, F. R., and J. L. ENGLAND, 1963, Effect of Pressure on the Melting of Diopside, $\text{Ca-MgSi}_2\text{O}_6$, and Albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, in the Range up to 50 Kilobars, *J. Geophys. Res.*, **68**, 311~324.
- BRANDT, J. C., and P. W. HODGE, 1964, Planetary Interiors, in *Solar System Astrophysics*, McGraw-Hill Book Company, 319-335.
- 入山 淳, 地球の熱の歴史, 1966, 地震, **19**, 11~22.
- 入山 淳・島津康男, 熱の歴史から見た月の内部構造, 1967 a, 地震, **20**, 22~29.
- IRIYAMA, J and Y. SHIMAZU, 1967 b, A Note on the Thermal History of the Moon, *Icarus*, **7**, 453~457.
- MACDONALD, G. J. F., 1959, Calculations on the Thermal History of the Earth, *J. Geophys. Res.*, **64**, 1967~2000.
- MACDONALD, G. J. F., 1962, On the Internal Constitution of the Inner Planets, *J. Geophys. Res.*, **67**, 2945~2974.
- MACDONALD, G. J. F., 1964, Tidal Friction, *Rev. Geophys.*, **2**, 467~541.
- 島津康男, 1966, 外から見た地球, 地球内部物理学, 裳華房, **13**.
- STRONG, H. M., 1959, The Experimental Fusion Curve of Iron to 96,000 atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **64**, 653~659.