

月の熱進化に及ぼすマグママイグレーションと放射性元素輸送の影響
Effects of magma-generation and transport of heat and heat producing
elements by migrating magma on the thermal history of the Moon.

于 賢洋, 荷見 拓生, 小河 正基 (東京大学)

Kenyo U, Hiroki Hasumi, Masaki Ogawa (Univ. of Tokyo)

先行研究により示唆された地質学的, 物理学的データによると, 月は初期に半径膨張が起き, その後後期に収縮が起きたとされている. そのような月の膨張・収縮史を再現するもっとも最適な数値計算モデルは初期温度を低く設定した場合であるが, そのような低温初期状態はジャイアント・インパクト説を想定した場合, 再現することが困難である. この問題を解決するため, 本研究では, 拡散, マグマ生成, マグマの移動による熱と放射性元素の輸送を考慮した月の球対称マントルにおける熱史の数値計算を実施した.

マグマオーシャンが終わった後すぐの初期温度は, ジャイアントインパクト説を考慮して, 深部マントルは比較的高温, 浅部マントルはソリダスに等しいとした. また, 地表面の温度は 270K で固定し, コアを均一な温度を持つ熱浴とみなした. コア・マントル境界の初期温度は約 1900K に設定した. 加えて, 地殻の熱伝導率はマントルの熱伝導率の約半分であると考えた. さらに, マントルは地殻に比べて放射性元素に 8 倍枯渇しているとした.

その結果, 温度は一旦ソリダスに達し, その後長期間にわたってマントルは部分溶融する. やがて, 放射性元素の崩壊により月形成後 44 億年で, 全ての領域でソリダスより低い温度になった. また, 部分溶融程度が増加するに従って, 液相が湧昇するため溶融部の上端が上昇し, 加えて上端に液相や放射性元素が濃集した. 全球平均温度は, 最初は拡散の効果により減少し, その後表面からの熱流出によってゆっくりと減少していった. それにも関わらず, 半径は, 最初の約 6 億年間は溶融の効果により膨張し, その後, 固化と温度低下の効果によって徐々に収縮していった.

本研究における最終的な温度分布は電気伝導度や地震観測から導かれた現在の月内部の温度とほぼ一致している. また, 今回計算された半径変遷は重力場やロベート・スカープにより示されていた膨張・収縮史と一致している. そのため, 部分溶融層の歴史とマグマ移動によるエネルギーや放射性元素の輸送を含めたモデリングは月の熱史理解において重要であると考えられる.

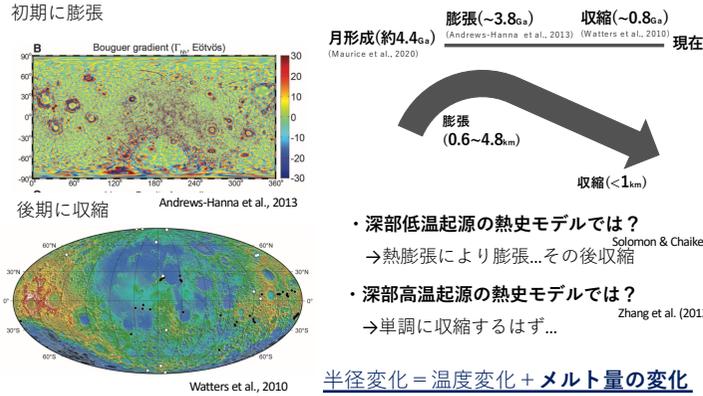
月の熱進化に及ぼすマグママイグレーションと放射性元素輸送の影響

于賢洋*, 荷見拓生**, 小河正基* (*東京大学総合文化研究科 **東京大学理学系研究科)

要約

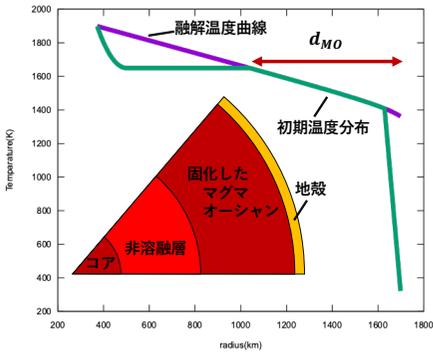
- 月の半径膨張/収縮史
初期に膨張→後期に収縮
- 高温起源の熱史モデルでは主に膨張が再現できない
- 拡散, マグマ生成, マグマの移動による熱と放射性元素の輸送を考慮した月の球対称マントルにおける熱史の数値計算を実施
- LMOが固化した状態下を初期状態とすると, 半径膨張/収縮史が再現できた
- これらは月形成過程の制約になり得る

月の膨張収縮史



従来の計算 + マグマの生成移動 + 放射性元素の移動により, 月の熱史を計算

初期条件



- 完全にLMOが固化した状態からのスタート (Konrad and Spohn, 1997)
- 保温層の効果(熱拡散率がマントルの約半分) (Ziethel et al., 2009)
- マントルの放射性元素の枯渇(地殻の8倍枯渇) (Laneuville et al. 2018)
- 表面温度は270Kで固定
- コアを均一な温度を持つ熱浴として概算
- d_{MO} を変化

方程式

$$\frac{\partial(\rho_0 h)}{\partial t} = -\nabla \cdot [\rho_0 \phi \Delta h (1 + G) u - \kappa_{edd} \nabla(\rho_0 h)]$$

メルトの移動

$$-\frac{\Delta V_i}{V_0} \rho_0 g \phi u + \nabla \cdot (k \nabla T) + \rho_0 H(\phi, t)$$

熱拡散 放射性元素の効果

$$h = C_p T + \int_0^{\phi} \Delta h (1 + G) d\phi$$

メルト・コンテンツ (0~1)

$$G = \frac{1}{\rho_0 \Delta h} \int_0^{\phi} \frac{\Delta V_i}{V_0} dP$$

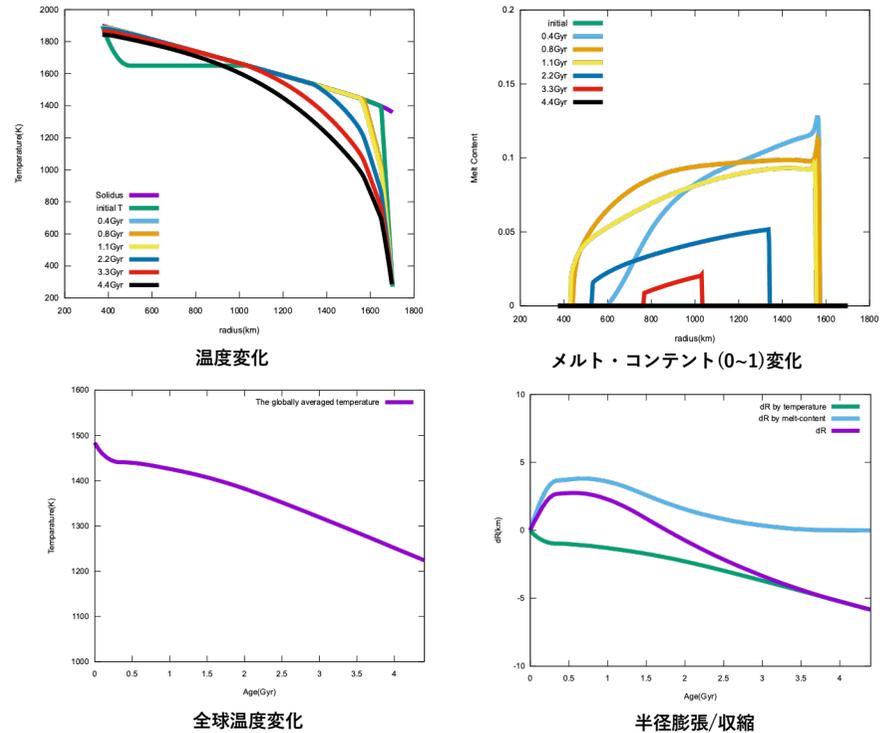
$$H(\phi, t) = H_{trans} H_{decay}$$

$$\frac{\partial H_{trans}}{\partial t} = -\nabla \cdot \left[\frac{H_{trans} \phi u}{\{\phi + D/(1-D)\}} - \kappa_{edd} \nabla H_{trans} \right]$$

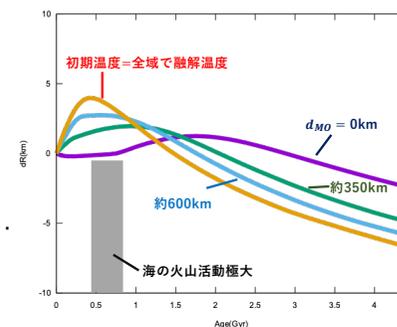
$$H_{decay}(t) = \frac{H'_{decay}}{\text{崩壊熱}} \exp\left[\frac{\ln 2}{\text{半減期}} (t_{4.4\text{Gyr}} - t) \right]$$

温度が融解温度未満
 $\phi = 0$
温度 = 融解温度
 $\phi = 0 \sim 1$
温度が融解温度より高い
 $\phi = 1$

結果(d_{MO} = 約600km)



議論



LMO変化時の半径膨張/収縮

地質学的制約と整合的な半径膨張/収縮史

月の熱史(マグマの生成移動や放射性元素の移動)
→ 月形成過程の制約

今後の展望

- マグマオーシャンの深さ推定
- 初期のメルト・コンテンツを変化させた時の半径膨張・収縮史の見積もり