^{特集「月の火成活動からみた熱進化」} 月の海の玄武岩組成が示唆する月マントルの 進化史

加藤 伸祐¹,諸田 智克¹,山口 靖¹,大嶽 久志²,大竹 真紀子² 2013年9月18日受領,2013年10月30日受理,

(要旨) 固体惑星の形成と進化の体系的な理解に向けて,地球型惑星の小型端成分である月の初期進化を理 解することは重要である.しかし,月のマグマオーシャンからの固化過程やその後の大規模な構造変化の有 無については未だに良く分かっていない.その解決の方法として,月の海の玄武岩の組成を調べることは非 常に有効である.海の玄武岩の組成と噴出年代との関係からマントルの水平・鉛直方向の組成に関する情報 が得られる可能性があり,それによって月マントルの進化モデルを制約できると期待される.そこで我々は, 月周回衛星「かぐや」搭載のマルチバンドイメージャによる分光データから算出された溶岩流のチタン含有 量と,噴出年代との関係を調べた.本論文では,その成果とそこから考えうる月マントルの進化シナリオに ついて考察する.

1. はじめに

月は地球型惑星の小型端成分であり,月の進化を理 解することは地球型惑星の進化の理解に必要不可欠で ある.ところが,月の進化史については未だに理解さ れていないことが多い.例えば,月の初期の主要イベ ントであるマグマオーシャンからの固化過程や,マン トルオーバーターンの様な大規模な構造変化が起こっ たかどうかについてはよく分かっていない.

月の起源を説明する有力なモデルとして,現在最も 広く受け入れられているのが巨大衝突仮説である[1]. 衝突による莫大なエネルギーのため,形成当時の月は マグマオーシャンと呼ばれる全球が溶融した状態であ ったと考えられている.次第に冷えるにつれてマグマ オーシャンからまず始めに晶出するのはかんらん石や 輝石であり,これらの鉱物は液相に比べて密度が大き いため,沈んでマントルを形成する.その後,マグマ オーシャンの固化が進むにつれて,斜長石が晶出,浮 上し,地殻を形成した.さらに固化が進むと,チタン を多く含むイルメナイト(FeTiO₃)が晶出し始め,最

2. 宇宙航空研究開発機構

終的に残液にはKREEP(カリウム - 希土類元素 - リ ンの総称)と呼ばれる元素群が濃集した. このように してつくられた月マントルの組成は深部では低チタン, 浅部では高チタンであったと考えられる.

マグマオーシャンからの固化に伴ってマントルの上 部に濃集したイルメナイトは下部のマントルに比べて 密度が大きいため重力的に不安定な状態であったと考 えられる.そのため、マントルの密度構造の逆転が起 こったことが指摘されており、これはマントルオーバ ーターン仮説と呼ばれる[2].もしこの仮説が正しい ならば、構造変化によって上部マントルに多く含まれ ていたチタンは深部に沈み込んだはずであり、深部ほ ど組成は高チタンとなったであろう.マントルオーバ ーターンは月の表裏の二分性形成やダイナモの駆動、 マントル再溶融の原因となったことが指摘されており [3-5]、このようなマントルの密度逆転が起こったかど うかはその後の月進化を左右した重要な問題である.

海の玄武岩にはチタン含有量に多様性がある.この 多様性はマントルの組成不均質を反映していると考え られ、マントル内でのチタン含有量の分布を理解する ことがマントルオーバーターンの有無や、その後の月 マントルの進化過程を制約する重要情報をもたらすと 期待される.月の3次元熱史計算研究によると[6],月

^{1.} 名古屋大学大学院環境学研究科

katou.shinsuke@h.mbox.nagoya-u.ac.jp



図1: 嵐の大洋のユニットP43におけるチタン量算出例.(a)嵐の大洋,雨の海地域の広域図,以下(b),(c),(d)は白枠内を拡大. (b)MI750nm反射率,(c)チタン含有量.(d)地質図.(b)において,白線で囲まれた領域がユニットP43である.(d)の黒丸 はP43の下位にある溶岩流を掘削しているクレーターの位置を表している.破線はチタン量の見積もりに用いた領域を表す. このように遠方からの放出物や下位層の物質を掘削したクレーターを避けて,チタン量解析に有用な領域を判別した.

の初期のマントル上部に発生した部分溶融域はリソス フェアの成長とともに浅部から冷えていき,時間が経 つにつれて部分溶融域の上限は次第に深くなっていっ た.つまり,より後に噴出したマグマほどより深部に 起源を持つと考えられる.そこで本研究では,マント ルの鉛直・水平の組成分布とその時間変化に関する情 報を得ることを目的とし,月の海の玄武岩のチタン含 有量と噴出年代の関係を調査した.

2. 溶岩流のチタン量の推定

本研究では、月周回衛星「かぐや」に搭載されたマ ルチバンドイメージャ(MI)[7]によって得られたマル チバンドの画像データを使用する、「かぐや」データ はその高い空間分解能に加えて,詳細な地形モデルが 作成されているため,撮像条件(太陽入射角,出射角, 位相角)によって変化する輝度値を正確に補正し,月 面反射率を算出できる点が大きなアドバンテージであ る.本研究では全球的な解析を行う為に,輝度校正・ 幾何補正済みである月面全球反射率マップデータ(空 間分解能240 m/pixel)を使用する.

チタンは主に月の海の玄武岩中のイルメナイトに含 まれている. イルメナイトの反射スペクトルの特徴と して、反射率が低いこと、目立った吸収帯が無くスペ クトル形状がフラットであることが挙げられる.これ に対して、月の玄武岩を構成するその他の主な鉱物(か んらん石や輝石など)は415 nmから750 nmにかけて 反射率が増加する. そのため、チタン含有量が高いほ ど(イルメナイトが多いほど)750 nmの反射率は減少 し、415 nmと750 nmの反射率の比(以後、415 nm/750 nm比)は増加する.一方,月面スペクトルは 宇宙風化作用によっても変化する. 宇宙風化作用は反 射率を低下させ、スペクトルを赤化させる、つまり宇 宙風化の進行は、チタン量の増加と同様に750 nmの 反射率は減少させるが、415 nm/750 nm比も減少さ せるため、750 nm 反射率と415 nm/750 nm 比の関係 を調べることで、月面のチタン含有量と宇宙風化の進 行度を分離して評価することが可能である、この考え 方にもとづいて、Lucey et al. [8] はアポロ計画で持ち 帰られたレゴリス試料の750 nm 反射率と415 nm/750 nm比を用いて、チタン含有量の定量化に成功した. 「かぐや」のデータにおいても同様の方法でチタン含 有量が推定されており、マップ化されている[9].本 研究ではこのチタン含有量マップを用いる.

本研究において解析を行った海は、嵐の大洋、雨の 海、モスクワの海、南の海、静かの海、湿りの海、晴 れの海、氷の海、東の海の9つである。それぞれの海 は、噴出年代と組成の異なる複数の溶岩流ユニットで 構成されている。本研究では合計で234個の溶岩流ユ ニットについて、以下の地形学的・地質学的条件を満 たす領域のチタン含有量の平均値を算出し、各ユニッ トのチタン含有量とした。

(1) 周囲からの飛来物質のない領域

(2) 地形的な起伏が小さい, 平坦な領域

(1)は周囲の別の地質ユニットからの混合の影響を避けるためであり、(2)はチタン含有量算出に用いた MI

反射率データの校正精度を保証するためである.例と して、嵐の大洋にあるユニットP43の解析領域を図1 に示す.上記の地質学的条件から、図1の点線領域を 選択し、チタン含有量の平均値を求めたところ、8.3 ± 1.0 wt%であった.一方、P43のユニット全体での チタン含有量を平均すると6.2 ± 1.9 wt%であった. この違いはコペルニクスクレータからの低チタン物質 からなる放出物の混合が影響しているためである.こ のように本研究では地質を考慮し最適な領域を選択す ることで、より正確に各ユニットのチタン含有量の決 定を行った.

海の溶岩流ユニットの噴出年代はクレーター年代学 にもとづいて多くの研究によって調べられてきた[10-16].本研究では、「かぐや」データで更新された最新 の年代マップ(図2)を用いてチタン量との相関関係 を調べる.これらの研究から、月という地球型惑星の 小型端成分にしては長い約20億年間マグマ噴出が続 いていたこと、約40億年前に始まった火成活動はそ の後減衰していくが、約20億年前付近に再び噴出が 活発化していることが分かっている.また、約40か ら約30億年前までは比較的広範囲で噴出が起こって いたが、約20億年前の噴出はほほProcellarum KREEP Terrain(以後、PKT)と呼ばれる嵐の大洋 と雨の海を中心としたKREEP成分に富む領域に限ら れていることがわかる(図2).

3. チタン含有量と噴出年代との関係

図3にそれぞれの海におけるマグマの噴出年代とチ タン含有量の関係を示す.これを見ると、約40から 約30億年前の古い噴出については、チタン含有量は 0.5wt%から14 wt%まで示しており、多様性があるこ とが分かる.それに対して、嵐の大洋や雨の海などの PKT領域では、古い海の玄武岩に比べて若い玄武岩 ほど選択的に高チタンである傾向が見られる.また、 氷の海や南の海の玄武岩は全体的に低いチタン量を示 している.これは、これらの海が周りを高地に囲まれ た小さい海であるため、周囲からの高地物質の混合が 影響している可能性がある.

次に上記の様な高地物質の影響を除き,火成活動の 時間的変化を見るため,1つの海で噴出が長く続いて いた嵐の大洋と雨の海のデータのみを解析に用いて詳



図2:海の玄武岩の年代マップ [15,16].



図3:マグマのチタン含有量と噴出年代との関係.

細に調べてみる.図4Aはそれらの地域における海の 玄武岩のチタン含有量と噴出年代の関係を示す.これ を見ると約40億年前から約23億年前まではチタン含 有量は大きな多様性を示しつつも平均値は約4 wt% で変化がみられない.しかし,約23億年前に急激に 増加し,その後は約7 wt%の平均値でほぼ一定の推 移をしている.この平均値の差の有意性を確認するた め、t検定を行った.23億年前の前後で両者の母集団 が同一であると仮定し検定した結果,その仮定は有意 水準99.9%以上で棄却可能であり,約23億年前以降 のチタン含有量の増加は有意であることが分かった. このチタン含有量の変化はマグマソースが変化したこ

表1: Phase1とPhase 2の火成活動における違い.

	Phase 1	Phase 2
Ti 含有量	多様	高 い
空間的特徴	広範囲	主にPKT
時間的特徴	40~30億年前に ピークそれ以降減衰	20億年前に集中

とを示唆しているのかもしれない. そこで本研究では, 23億年前以前を「Phase 1火成活動」, 23億年前以後を 「Phase 2火成活動」と呼ぶことにする.

海の玄武岩の噴出年代分布をみると(図4B),20億 年前付近に噴出のピークを持っており,これが高チタ ン玄武岩の噴出タイミング,つまり,Phase2火成活 動と時間的によく一致していることがわかる.また, マグマ噴出の空間的な分布もPhase1活動とPhase2活 動で変化が見られる.Phase1活動は月の広範囲で起 こっているのに対し,Phase2活動はPKTに限られて いる.表1にPhase1とPhase2活動の特徴をまとめる.

4. 月マントルの進化シナリオ

Phase2活動におけるチタン含有量の増加を説明するモデルは2つ考えられる.以下ではそれぞれを概説する.

(1) マントル組成の反映

考えられるシナリオの1つは、チタン含有量の増加 はマントルの鉛直方向の組成を反映しているという可



図4: (a) PKTにおけるチタン含有量と年代との関係. 実線は5点ごとの移動平均を表す. (b) PKTの溶岩流ユニットのヒスト グラム [10, 11, 15].



図5:マグマ活動の特徴を説明するマントルの進化シナリオ.

能性である.月の冷却プロセスは地球型惑星の中では 比較的単純であるため、リソスフェアの成長に伴って、 マントル部分溶融域の上限は時間とともに深くなって いったと考えられる[6].これが正しいならば、若い 海の玄武岩は深部のマントルの組成を反映しており, マントルの深部はチタン含有量が高かったと考えられ る. このようなマントル組成の構造はマントルオーバ ーターンモデルから予測される構造と整合的であるよ うに思われる.しかし,この仮説では20億年前に噴 出ピークがあったことを説明できない.

(2) スーパーホットプルーム説

Phase2活動のチタン含有量の増加を説明するもう 1つのモデルとして、スーパーホットプルームが起こ ったとするモデルが考えられる(図5).マントルオー バーターンの直後に月の広い範囲で上部マントルの再 溶融が起こった.この再溶融を起こした熱源は不明で あるが、マントルオーバーターン時の上昇流での減圧 溶融やKREEPによる加熱などがその候補としてあげ られる.その後、時間が経つにつれて月内部は冷えて いき、部分溶融の領域が縮小していくことで火成活動 は弱まっていった.しかし、約20億年前に何らかの 理由でPKT領域下のマントル深部でスーパーホット プルームが発生し,この領域の火成活動が再び活発化 した.このシナリオでは,Phase2活動が20億年前に 集中した突発的な活動であること,オーバーターンに よってイルメナイトは深部に降下しているので,チタ ン含有量が選択的に高いこと,限られた領域のみで起 こっていること,のすべてが説明可能である.

問題は月形成の後、20億年以上も経ってから大規 模なホットプルームを発生させる熱源が何か?である. 最近の月の熱進化の数値シミュレーション研究による と[17]、マントルオーバーターンによってマントル深 部に持ち込まれた放射性元素が月のコアをゆっくりと 加熱し、約10~20億年かけて少なくとも2000 K程度 にまで達した可能性が示されている.この加熱によっ て、深部のマントルでプルームが発生したとすれば、 Phase2活動をうまく説明できる.

さらにスーパーホットプルームがPKTの下で発生 したことは、上部マントル温度の水平方向の不均質で 説明可能である.他の地域と比較して、地殻中に熱源 元素が豊富であるPKT領域では、その下の上部マン トルは冷やされにくいため、月の歴史を通して高温が 保持された可能性が指摘されている[18].月の深部で ホットプルームが成長するには、対応するコールドプ ルームが成長しなければならない、コールドプルーム は冷たい上部マントルの領域で起こらざるをえないた め、ホットプルームは選択的に熱い上部マントルの領 域、つまりPKT領域で起こりやすかったはずである.

40から30億年前の古い玄武岩になぜチタン含有量 の多様性があるのかは、まだよく分かっていない、考 えられる原因としては、マントルの上部では組成が不 均一な状態であったためであると考えられる、マント ルオーバーターンが起こった時に、チタン含有量の多 いマントルが上部を撹拌し[2]、高チタンなマントル の一部が残って、それが上部の不均一を作ったと考え られる、初期の火成活動はマントルの上部で起こって いたため、古い海の玄武岩にはチタン含有量の多様性 が見られるのかもしれない.

謝 辞

本論文で提案したモデルに関して,東京工業大学の 木村淳氏から有益なコメントを頂きました.また,査 読者の本田親寿氏には本稿に対して多くの重要なコメ ントを頂きました.厚くお礼申し上げます.

参考文献

- [1] Hartmann W.K., and Davis D.R., 1975, Icarus 24, 504.
- [2] Hess, P.C. and Parmentier, E.M., 1995, Earth Planet. Sci. Lett. 134, 501.
- [3] Zhong, S. et al., 2000, Earth Planet. Sci. Lett. 177, 131.
- [4] Parmentier, E.M. et al., 2002, Earth Planet. Sci. Lett. 201, 473.
- [5] Takahashi, F. and Tsunakawa, H., 2009, Geophys. Res. Lett. 36, L24202. doi:10.1029/2009GL041221.
- [6] Spohn, T. et al., 2001, Icarus 149, 54.
- [7] Ohtake, M. et al., 2008, Earth Planets Space 60, 257.
- [8] Lucey, P.G. et al., 1998, J. Geophys. Res. 103, 3679.
- [9] Otake, H. et al., 2012, 43rd LPSC, abstract# 1905.
- [10] Hiesinger, H. et al., 2000, J. Geophys. Res. 105, 29239, doi:10.1029/2000JE001244.
- [11] Hiesinger, H. et al., 2003, J. Geophys. Res. 108, 5065. doi:10.1029/2002JE001985.
- [12] Hiesinger, H. et al., 2010, J. Geophys. Res. 115, E03003. doi:10.1029/2009JE003380.
- [13] Haruyama, J. et al., 2009, Science 323, 905–908. doi:10.1126/science.1163382.
- [14] Morota, T. et al., 2009, Geophys. Res. Lett. 36, L21202. doi:10.1029/2009GL040472.
- [15] Morota, T. et al. 2011, Earth Planet. Sci. Lett. 302, 255, doi:10.1016/ j.epsl.2010.12.028.
- [16] Cho, Y. et al., 2012, Geophys. Res. Lett. 39, L11203. doi:10.1029/2012GL051838.
- [17] de Vries, J. et al., 2010, Earth Planet. Sci. Lett. 292, 139.
- [18] Wieczorek, M. A. et al., 2001, Earth Planet. Sci. Lett. 185, 71.