

Title	3.1 マグマオーシャンの初期条件と冷却・分化モデル
Author(s)	大竹, 真紀子; 長岡, 央
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 53-59
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83233
rights	
Note	

Osaka University Knowledge Archive : OUKA

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

Osaka University

3.1 マグマオーシャンの初期条件と冷却・分化モデル [大竹真紀子, 長岡央]
アポロやルナ計画の実施により地球に持ち帰った試料の分析から, 月表面の約 80 % を占める高地の地殻(反射率の高い明るい領域)を構成するのは, 主として斜長岩であることが解った. 観測されるような大規模な高地地殻をマグマから形成するには, 非常に大量のマグマが必要であることから, 月形成初期には, 月面は全球的にマグマで覆われていた(マグマの海, マグマオーシャンと呼ぶ)と考えられるようになった (Smith et al. 1970; Wood et al. 1970). その後, マグマオーシャンの形成をうまく説明できる月の起源として, 巨大衝突による月形成説(地球が成長する途中で他の天体と衝突し, 出来た放出物が集積して月が形成したとする巨大衝突説 (Hartmann and Davis 1975) が提案され, 現在ではこれが最も広く受け入れられている. このようにマグマオーシャンの形成は月形成過程と深く関わっていると考えられており, そのためマグマオーシャンの規模, 化学組成, 温度など条件を知ることは, 月形成過程を知ることにつながる重要な情報である. また, マグマオーシャンは現在では形成初期の地球にも存在したと考えられていることから, マグマオーシャンの冷却・固化に伴いマグマがどのように分化し, 成層構造を作ったかを知ることは, 月の初期進化だけでなく, 地球の初期進化を知る上でも重要な情報である.

これまでの月探査データから, 月高地地殻の厚さは平均 30~50 km 程度 (e.g., Ishihara et al. 2009; Wiczorek et al. 2013) と推定される. マグマとそこから形成される斜長岩の体積比から推定すると, マグマオーシャンの深さは少なくとも数百 km は必要となる. アポロの地震波観測からも, その程度の深さに不連続面の存在が示唆され, マグマオーシャンによる溶融の証拠の一つとして考えられている. なお, 同じく地震波観測からこれまでの研究結果では, 月のコアは非常に小さい(もしくは存在しない)と考えられている. 一方, 巨大衝突からの月形成の計算シミュレーションから, 巨大衝突が起きたとすれば月は集積時の温度上昇により表層だけでなく中心まで完全に溶融していたと推定される (Pritchard and Stevenson 2000). そのため, 月のマグマオーシャンの初期の深さは巨大衝突説を検証する重要な項目である.

マグマオーシャンのバルク(全体)組成は、月試料の分析結果やリモセンによる全球観測の結果をもとに、多くの研究者が研究・推定を行っている (e.g., Taylor 1982; Longhi 2006). ただし、月のバルク組成を正確に求めるのに適した月試料が得られていないなどの理由により、未だ研究者により推定値は大きく異なっている(表 3-1 参照). 例えば鉄の酸化物の含有量で言うと 8~14 wt%程度と推定され、2 倍弱もの開きがある(地球のマントルの鉄酸化物の含有量は 8 wt%程度と推定されているため、月の鉄含有量の推定値は地球と同じから 2 倍弱までの開きがあることになる). ただし慣性モーメントの観測値などから月は地球のコアを除いた組成(バルクシリケートアース, 略して BSE と呼ばれる)に比べて鉄に富んでいると考えている研究者も多く、これが正しいとすると、地球と月のケイ酸塩部分の組成は大きく異なるにも関わらず、両者の酸素同位体値が等しいという試料分析からの結果と整合せず、そもそも従来型の巨大衝突による地球・月系の形成自体に疑問が生じる. なお、この矛盾を解決すべく近年、様々な条件における巨大衝突の数値シミュレーションが行われており、条件によっては観測事実を説明可能であるが、そもそもそのような条件で巨大衝突が起こり得るのか、起こったのかについては決められていない.

表 3-1 月バルク組成(wt%)の比較(LPUM, TWM)

	LPUM	TWM
SiO ₂	46.1	44.4
TiO ₂	0.17	0.31
Al ₂ O ₃	3.9	6.1
Cr ₂ O ₃	0.50	0.61
FeO	7.6	10.9
MnO	0.13	0.15
MgO	38.3	32.7
CaO	3.2	4.6
Na ₂ O	0.05	0.09
K ₂ O	0.01	0.01
Mg#	90	84
Density (g cm ⁻³)	3.26	3.18

Data: LPUM from (Longhi 2006), TWM from (Taylor 1982).

また、組成は主要成分だけでなく微量元素も重要な情報を持っている. 難揮発性元素 Th の月全体の含有量についても、文献により地球の等倍から 2 倍とその見積もりに開きがある. Th は鉄と比較しても、凝縮温度が高く、熱による散逸の度合いは低いいため、その含有量は衝突時の地球や衝突物の組成をより強く反映しているはずである. 一方で揮発

性元素は巨大衝突による蒸発や凝縮の影響により月では枯渇していると考えられ、よって難揮発性元素のバルク量と揮発性元素のバルク量を推定して比較することは、巨大衝突の検証(巨大衝突にともなう温度上昇や月が形成するまでの時間など条件への制約など)に繋がる、非常に重要な指標である。しかし、現状では過去の遠隔探査で得られた元素データの解釈により見積もりに開きがあることが問題となっている。過去文献(Jolliff et al. 2000)では全 Th 量は地球の 2 倍と算出)で使用されたルナプロスペクターの Th 量は、Ground truth としてのアポロ回収試料や月隕石の Th 量と比較して明らかに高い濃度を示しており、不整合が生じる点を Warren (2005)は指摘している。一方、Warrenらはアポロ回収試料を Ground truth として用い、ルナプロスペクターの Th 量を補正することで、全 Th 量は地球と同程度になることを述べている。さらに Taylor et al. (2006)は、地殻の層構造モデルの違い(地殻の体積の仮定の違い)により、月全球での Th 量は等倍~2 倍のばらつきが生じることを指摘しており、まだこの問題の解決にはいたっていない。月全球での Th 量推定の問題の解決には、まず地殻全体における Th 量の正確な見積もりが必要である。微量元素である希土類元素(REE)の存在量とその存在度パターンは、月形成史の中でもマグマオーシャンを議論する上で非常に重要な情報である。アポロ計画で回収された斜長岩中の希土類元素量を太陽系の始源物質と考えられている CI コンドライト中の元素量でそれぞれ規格化し、軽希土類元素から重希土類元素を横軸に、縦軸に規格化したそれぞれの存在量をプロットすると、Eu に非常に強い正の異常が表れる。これは Eu が還元的环境化のマグマ中では、3 価のイオンではなく 2 価のイオンとして振る舞い、イオン半径の近い 2 価の Ca イオンと置換し斜長岩に取り込まれた結果であり、マグマオーシャンの証拠の一つとして考えられている (Snyder et al. 1992)。

マグマオーシャンの固化過程やそこから形成されるマントルや地殻の組成は、マグマオーシャンのバルク組成(初期の全体組成で、これ自体が現状では不確定)によっても異なるが、月試料の分析値などから類推する標準的な値を仮定することで、岩石学的に推定することができる。それによれば、以下のようにマグマオーシャンの固化は進むと考えられる。最初に結晶化するのはカンラン石であり、密度(大気圧下で $3200\sim 4400\text{ kg m}^{-3}$)が周囲のマグマよりも大きいことから、カンラン石はマグマの中を沈降・堆積する。次に斜方輝石、単斜輝石(大気圧下での密度は斜方輝石で $3200\sim 4000$ 、単斜輝石の中の普通輝石で $3200\sim 3600\text{ kg m}^{-3}$)の順に結晶化し、それぞれ、やはり周囲のマグマとの密度差により沈降・堆積して月のマントルを形成する。これら結晶化が進むにつれてマグマの組成は鉄に富む方向に変化し、密度が上昇する。この間、マグマオーシャンは対流しており、その乱流状態や圧力勾配は月では地球のマグマオーシャンとは異なっていたと考えられる。マグマオーシャンの化学組成及び熱力学的状態の違いによって、そこからの鉱物の結晶化条件(温度、圧力など)や化学組成は月と地球とでは異なる。月の場合、マグマオーシャンの固化が 80 %程度まで進むと斜長石が結晶化を初める(図 3-1)。

月誕生直後に存在したマグマオーシャンの固化過程

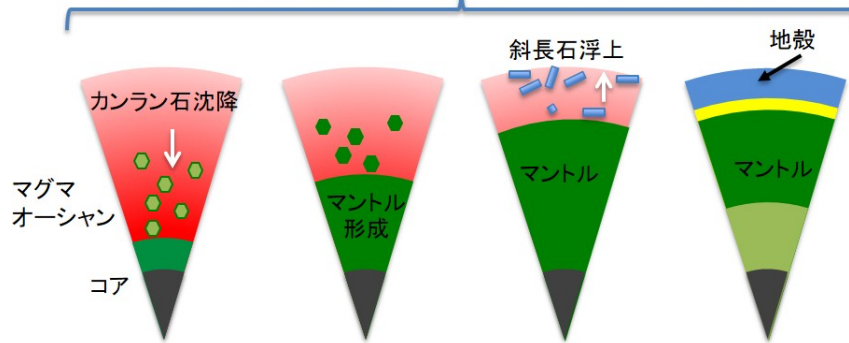


図 3-1 マグマオーシャン固化過程概念図。シンプルな同心円状の固化モデル。マグマオーシャンから先に固化・集積したカンラン石や輝石がマントルを形成し、次に斜長石が固化・浮上・集積して地殻を形成する。最後に残った液相には、カリウムやリンなど、固化時に液相に残りやすい元素が非常に濃集しており、これが地殻とマントルの間に溜まり、KREEP 層(図中の黄色い層；詳細は本文参照)を作ったと考えられる。

結晶化した斜長石の密度(大気圧下で $2600\sim 2800 \text{ kg m}^{-3}$)は周囲のマグマよりも小さく、マグマの中を浮揚し、最終的には集積してマグマオーシャンの表層に地殻が形成される。その後さらに固化が進むと、チタン鉄鉱(大気圧下で $4700\sim 4800 \text{ kg m}^{-3}$)やクロム鉄鉱など密度が非常に高い酸化鉱物が結晶化を始める。固化の最終段階では、形成した地殻とマントルの間にマグマオーシャンの残液層が形成され、この層は液相濃集元素(マグマが固化して結晶化するとき、元素によって結晶に取り込まれやすいものと、マグマ、すなわち液相に残りやすいものがある。マグマに残りやすい元素を液相濃集元素と呼ぶ。具体的にはカリウムやトリウムなど)に富んでいる。液相濃集元素であるカリウムやトリウムなどは天然放射性元素と呼ばれ、放射壊変を起こして熱を発生するためにこれら元素がどこに分布するかは月内部の温度分布やその時間推移と深く関係する。これまでに月周回衛星によるガンマ線分光観測からこれら液相濃集元素の月面上での分布が得られており、月の表側の海領域の西側に濃度が高い領域がある。この領域を Procellarum KREEP (代表的な液相濃集元素であるカリウム(K), 希土類元素(REE; セリウム(Ce)やユウロピウム(Eu)などの Rare Earth Element), リン(P)の頭文字をとってこのように呼ぶ) terrane と呼ぶ(図 3-2)。なお、PKT は液相濃集元素に富むことから、この領域はマグマオーシャンが固化する過程で最後まで残った KREEP 物質に富むマグマが地下に集積し、そのマグマが冷えて形成した物質が、その後何らかの理由により再溶融し月表層にもたらされたと考えられる。月表層にもたらされる過程は地下に集積していた層が天体衝突によって表層に撒き上げられるとする考えや (Haskin et al. 1998), マグマが地表に噴出するまでの経路で途中にある KREEP 物質を取り込んだとする考え (Warren 1988) など

がある。PKT 中でも特に KREEP 物質が濃集する領域は標高が高い領域(フラマウロ)やクレータ(アリスティルス, アリスタルコス等)の中であり, 海の領域とは異なる。

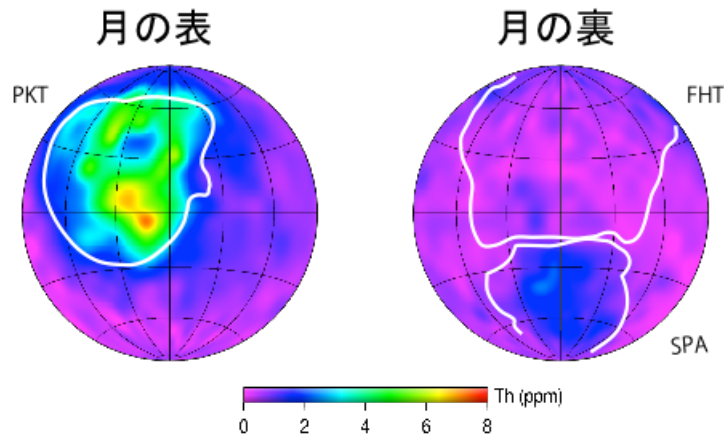


図 3-2 ガンマ線観測によるトリウムの濃度分布. 白線は (Jolliff et al. 2000) による 3 つの地質区分領域. 同論文では PKT をトリウム濃度が 3.5 ppm 以上の領域と定義している. 「かぐや」の γ 線データ (JAXA 提供) から作成.

月の体積の 90 % 以上を占めるマントルから直接もたらされた試料は得られておらず, マントルを構成する鉱物の量比や組成は現在でもよくわかっていない. マグマオーシャンの固化により形成した月マントルの密度を考えると, マグマの分化が進むにつれ, マグマと結晶間でのマグネシウムと鉄の分配の効果によって, 結晶化する鉱物は次第に鉄に富むようになる. カンラン石や輝石の密度は鉄に富む物の方がマグネシウムに富む物よりも高いために, 結果として先に結晶化して下部に堆積する層はマグネシウムに富み密度が低く, 後に結晶化して上部に堆積する層が鉄に富み密度が高いという密度の逆転が生じる. さらに, 密度がより高いチタン鉄鉱などの酸化鉱物に富んだ層がカンラン石や輝石に富む層の上部に形成され, 深さ方向の密度差がより広がって, 温度勾配など他の要因も加わって, 最終的にはマントル内で浅部の高密度物質が下部に沈むような, 大規模な深さ方向の物質移動が生じたと考えられている (マントルオーバーターン仮説; Hess and Parmentier 1995). さらにこの物質移動によって, マントルと地殻の間に濃集した放射性元素に富む物質の一部が地下深くにもたらされ, 熱源となってマントルを加熱・再熔融し, それがさらに火成活動を引き起こす可能性も示唆されている (Kato et al. 2017a). ただし, このマントルオーバーターンが実際に起こったのかどうか, また起こったとしても, 密度の逆転がどこまで解消されるのかや, オーバーターンに伴って全熱源元素の何割がマントル深部にもたらされるのか, 現在も議論が続いている.

マグマオーシャンの固化にはどのぐらいの時間がかかるのか, 計算シミュレーションによるとマグマオーシャンは表面(上面)から宇宙空間への放射冷却と対流により急速に

冷却が進み、1000年程度で表層に地殻が形成し始めると推定される。さらに冷却・固化が進むと地殻は月中心方向に成長するが、厚さがある値以上になると(数 km 程度)冷却のモードが伝導に変わり地殻の成長速度が遅くなり、最終的には数 10 から 1000 万年程度で固化が終了するとされる。一方で月の FAN 試料の固化年代として報告されている値には 45 億年から 43 億年と幅があり、この数字から考えるとマグマオーシャンの固化には 1~2 億年もかかることになり、計算シミュレーションによる予測とは整合していない。この原因は不明であり、マグマオーシャンの固化にかかる時間を求めることは、その後の月の温度履歴を知る上で重要である。

前述の従来のマグマオーシャン固化モデルでは、深さ方向にのみ不均一な(水平方向には均一な)固化過程が仮定されており、これが正しいとすれば月は深さ方向に成層構造を持ち、水平方向にはどこも均一な化学組成となっているはずである。一方で月表層の観測からは、月の表(地球から見えている側)と裏(地球からは見えていない側)では様々な数値や性質に違いがあることが知られている。例えば、地形として月の表は標高が低く平で、裏は表に比べて標高が高く、凹凸が大きい。また地殻厚も表に比べて裏では厚く(平均地殻厚は表で 30 km, 裏で 50 km 程度; 図 3-3), KREEP 物質は図 3-2 にある通り表に最も濃集した領域がある。なお裏の南側に天体衝突により形成した巨大な SPA(南極-エイトケン)盆地があり、この盆地の内部では周囲に比べて、裏側では例外的にややトリウム濃度が高い。ただし、表の PKT 領域に比べると濃集度合いは強くない(トリウム濃度は 2~4 ppm 程度)。溶岩流が噴出、固化して形成した海領域は表側に多く、裏側には少ない。このような表と裏の違いは月の二分性と呼ばれ、この成因は未だに月の大きな謎の 1 つである。

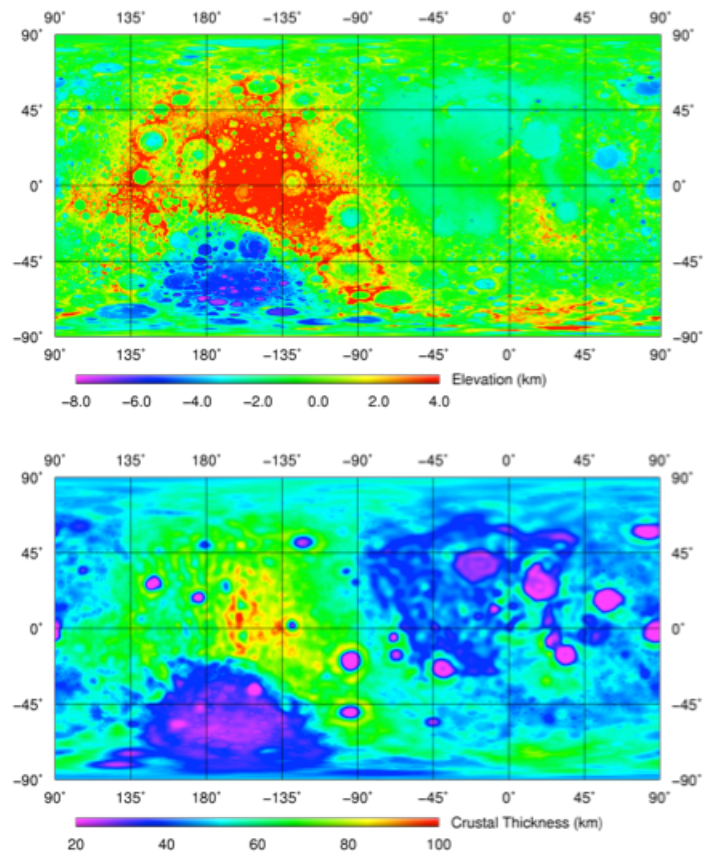


図 3-3 月面の標高(上)および地殻厚(下). どちらの図も左半分が月の裏, 右半分が表. 「かぐや」のレーザー高度計データ(国立天文台提供)から作成.