

特集「月の火成活動からみた熱進化」

月探査衛星「かぐや」の分光観測に基づく月のマントル・地殻進化の新たな描像

中村 良介¹，山本 聡²，松永 恒雄²，小川 佳子³，横田 康宏²，
石原 吉明¹，廣井 孝弘⁴

2013年10月1日受領，2013年11月12日受理。

(要旨) 我々は月探査機「かぐや」に搭載されたスペクトルプロファイラ (SP) データの全量解析を行い，月表面に露出しているカンラン石・低カルシウム輝石に富む岩相の全球分布を調べた。その結果，(1)カンラン石はモスクワの海・危難の海といった地殻が薄く比較的小さい衝突盆地周辺に(2)低カルシウム輝石は月の三大衝突盆地，すなわち南極＝エイトケン盆地・雨の海・プロセルラム盆地の周囲に，それぞれ局在することが明らかとなった。表層の斜長岩地殻が完全に吹き飛ばされた衝突盆地の内部では，その下にあるマントルが大規模に溶融して「マグマの海」が形成される。原始地球への巨大衝突によって形成された月は，当初数百 km 以上の厚さのマグマオーシャン (マグマの大洋) によって覆われていた。「マグマの海」は，このマグマオーシャンのミニチュアであり，SP が捉えたカンラン石・低カルシウム輝石の分布は，その分別結晶化過程を反映していると考えられる。今後「かぐや」分光データの詳細な解析をすすめ，「マグマの海」の組成およびその分化過程を読み解いていけば，同じ手法を用いてマグマオーシャンの分化過程や月の内部構造・バルク組成にも強い制約を加えることができるだろう。同様に月の「マグマの海」の研究は，ほぼ同規模の小惑星ベスタ上のマグマオーシャンや，月よりもさらに規模の大きい地球のマグマオーシャンの分化過程についても，新たな知見をもたらすことが期待される。

1. はじめに

夜空に浮かぶ月を見上げてみると，そこにはウサギの形をした暗い「海」と，明るい「高地」が見える。17世紀初頭に月に望遠鏡を向けたガリレオは，平らな海に比べて高地は起伏に富んでいることを発見した。20世紀になってアポロ計画で持ち帰られた月サンプルの分析から，高地は月の形成直後にマグマオーシャン (～マグマの大洋) から浮かび上がった斜長岩から，海は高地形成後の火成活動によって表面に噴出した玄武岩から成ることが明らかとなった。望遠鏡で月をのぞいてみても，あるいはアポロ宇宙飛行士が撮った月面の写真を見ても，そこは基本的に白黒の世界であり，「色」

はほとんどついていない。しかし肉眼では捉えられない近赤外線で見ると，とたんに月はカラフルな世界に変貌する。これは斜長岩や玄武岩を構成する，斜長石・カンラン石・輝石といった鉱物が800～2500 nmの波長域で特徴的な吸収帯を持つからである (図1)。

1994年に米国が打ち上げたクレメンタイン探査機には，この月の「色」 (以後はより科学的に反射スペクトルと呼ぼう) から表面の組成を調べるために，UVVISとNIRというふたつのカメラが搭載されていた。紫外・可視領域を5つの波長帯で観測するUVVISは良好なデータを取得したものの，赤外領域をカバーするNIRには不具合が生じ，十分な精度のデータが得られなかった。図1に示されるとおり，月を構成する主要鉱物の特徴的な吸収は赤外域に存在する。このためNIRの不具合は，クレメンタインの観測データの解釈に大きな不定性をもたらすこととなった。一方，可視近赤外領域における月の連続分光は，マウナケア

1. 産業技術総合研究所
2. 国立環境研究所
3. 会津大学
4. ブラウン大学
r.nakamura@aist.go.jp

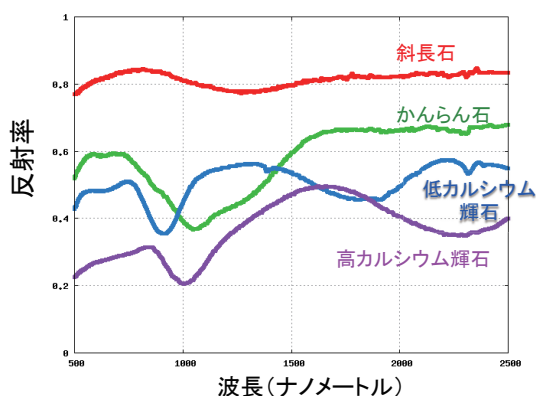


図1：米国地質調査所で測定された月地殻を構成する典型的な鉱物の反射スペクトル。斜長石は1.25 μm に、カンラン石は1.05 μm に、輝石は1 μm と2 μm に特徴的な吸収を持つ。SP全球サーベイは、こうした各鉱物の中心波長の違いを、膨大な量のスペクトルデータから自動的に選びだすアルゴリズムによって可能となった。輝石の結晶構造(単斜/斜方)とカルシウムの含有量は、基本的には単斜=カルシウム多、斜方=カルシウム少という形で対応している。しかしビジョン輝石のような例外(単斜の低カルシウム輝石)もあるため、本稿ではスペクトルから明確に区別できる高カルシウム輝石、低カルシウム輝石という用語を用いる。

山頂にあるハワイ大学の望遠鏡によって精力的にすすめられた[1]。しかし、地上望遠鏡では月の裏側を観測することはできないし、大気中の水蒸気などの吸収が大きい波長域ではデータが取得できない。また表側においても、観測できる領域の数や空間分解能には大きな制約があった。

2007年9月14日に種子島宇宙センターから打ち上げられた月探査機「かぐや」には、こうした過去の地上および探査機からの観測の問題点を克服するため、2つの反射スペクトル測定装置が搭載された。ひとつは、紫外から近赤外線にわたる9つの波長帯で月表面の撮像を行うマルチバンドイメージャー(MI)、もうひとつは衛星直下の500m四方の領域を500~2500 nmの範囲で連続的に分光するスペクトルプロファイラ(SP)である。MI/SPは、一年半におよぶかぐやのミッション期間中に月面をほぼ完全に網羅し、次章に述べられるような発見を次々と我々にもたらした。本稿では、主にSPの全球サーベイの成果についてまとめる。

2. 「かぐや」による新たな発見

2.1 純粋な斜長岩Purest Anorthositeの発見

ルナプロスペクターや「かぐや」のガンマ線観測から、月表面は(1)トリウム濃度の高い表側のProcellarum KREEP Terrain(PKT)、(2)裏側南半球で中間程度のトリウム濃度を持つSouth Pole-Aitken Terrain (SPAT)、(3)それ以外の高地領域を占めるトリウム濃度の低いFeldspathic Highland Terrain(FHT)の3つの領域に分類できることがわかった。FHTはジャイアントインパクトによる月の形成後、数千万年程度のタイムスケールでマグマオーシャン(マグマの大洋)から固化・浮上した斜長石によって形成されたと考えられている。図1に示されるとおり、月高地地殻の主成分である斜長石は反射率が高く、1200~1300 nmに吸収帯を持つ。そこで月面でもとくに反射率が高い領域を狙って、地上望遠鏡を用いた斜長石の搜索が行われたが、この吸収を同定することはできなかった[1]。これは宇宙風化や衝撃変成により、吸収帯が消失してしまったためではないかと解釈されたが、望遠鏡の空間分解能(~数km)が十分でない可能性も否定しきれなかった。「かぐや」SPはその高い波長・空間分解能を生かし、斜長石に特徴的な吸収を持つスペクトルが月面上に存在することを世界で初めて明らかにした[2]。斜長石の吸収は非常に弱いので、わずかな重量パーセントの有色鉱物が含まれるだけで、有色鉱物の1 μm 吸収帯に隠されて判別が困難になってしまう。一方、アポロが持ち帰った鉄に富む斜長岩族(Ferroan Anorthosite Suite=FAS)には、60025のようなほぼ純粋な斜長石から成るものだけでなく、輝石やカンラン石を10%以上の割合で含む岩石も数多く含まれている。つまり、「かぐや」による斜長石吸収帯の発見は、月地殻がFASよりも斜長石の割合が高い(>~98%)ほぼ純粋な斜長岩(Purest Anorthosite, 以下PAN)で構成されていることを示したのである。

マグマオーシャン仮説では、深さ数百kmの全球を覆うマグマの大洋から、最初にカンラン石が次いで斜方輝石が晶出し、マグマの底に沈積する。こうしてマグマ全体の7割以上が固化した後、マグマよりも密度



図2：マグマオーシャンの分別結晶作用によって固結した鉱物の鉛直分布。最後に晶出するチタンを含む層は下の層よりも密度が高いため、矢印で示されるような上下の逆転（オーバーターン）が起る。

の低い斜長石が晶出し表面に浮上することで、高地地殻が形成されたと考えられている（図2）[3]。最近のSPサーベイによって、PAN層がFHTに遍在していること、さらにはPAN層の厚さと重力場データで捉えられている低密度層の厚さがほぼ一致することが明らかとなった[4, 5]。これほど純粋な斜長石を晶出・浮上させるメカニズムの詳細はいまだに明らかになってはいないものの、こうした「かぐや」の観測結果はマグマオーシャン仮説の直接的な証拠として広く認められている。

2.2 衝突盆地に付随したカンラン石に富む岩体の発見

前節で述べたように、マグマオーシャンの固結過程では、高地地殻の下にカンラン石および斜方輝石からなるマントルが形成される（図2）。およそ500 km以上の衝突盆地であれば、斜長岩で構成される平均50 km程度の地殻を完全に掘削し、その下にあるマントル物質を盆地の内部と周囲の放出物上に露出させるはずである。なかでも2000 km以上の直径を持ち、月の裏側南半球を覆う南極=エイトケン盆地（South Pole-Aitken Basin, 以下SPA）は、マントル物質探索のための最有力ターゲットである。SPAは月のみならず太陽系全体においても最大級の衝突盆地であり、通常の衝突スケーリング則を適用すれば、その掘削深度は地殻厚よりもずっと深くなる。このため、SPA内部にはマグマオーシャンから晶出したマントルが露出している可能性が高いと考えられてきた[6, 7]。地震波の解析や捕獲岩の分析から、地球マントルの主成分はカンラン岩であると考えられている。月がジャイアントインパクトによって地球から放出されたマントル物質から形成されたのであれば、そのバルクあるいはマ

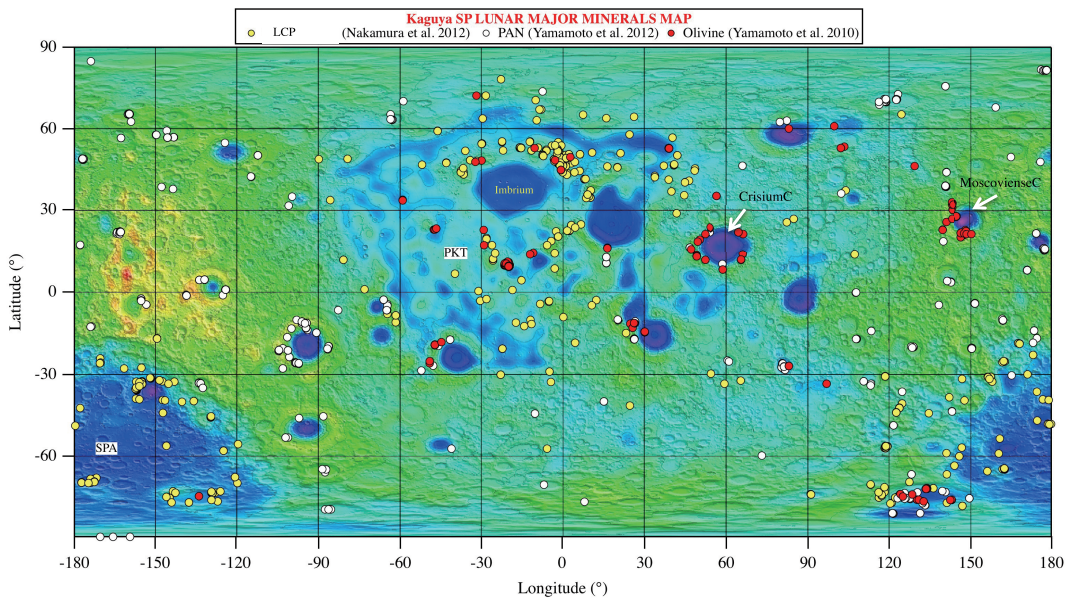


図3：SPのグローバルサーベイで明らかとなった、PAN・カンラン石・低カルシウム輝石の全球分布。背景は、「かぐや」の重力測定および高度マップから得られた地殻厚さ分布。地殻厚が薄いモスクワの海（Mare Moscoviense）および危難の海（Mare Crisium）周辺などにカンラン石が集中している。一方、低カルシウム輝石は南極=エイトケン盆地（SPA）、雨の海盆地（Imbrium basin）、プロセルラム盆地（Procellarum basin）周辺に局在している。PANは地殻厚が大きなFHT領域に多くSPATやPKTの内部には、ほとんど存在しない。

ントル組成もカンラン石に富んでいるはずである。月の出発物質にはインパクト起源物質が多く含まれている可能性もあるが、地球・月の酸素同位体比が同じであることを説明するには、地球起源であったほうが都合がよい。また最近の数値シミュレーションは、月が地球から放出された破片の再集積でも形成されうることを示している。

こうした予測に基づいて、Pietersらはクレメンタイン探査機に搭載された紫外・可視カメラUUVISで、SPA内部および周辺のカンラン石サーベイを行った。彼女らはSPAの中央部にカンラン石に富む領域(Olivine hill)を発見し、これがマンテル物質である可能性を示唆した[8]。しかしながら、その後の「かぐや」の観測では、Olivine hillにはカンラン石に富む物質は検知できなかった。またUUVISでカンラン石に富むとされてきたツィオルコフスキークレーターの中央丘も、実際はカンラン石ではなく輝石・斜長石の混合物であることが判明した[2]。図1に示されるとおり、輝石の吸収帯の最深波長は $1\mu\text{m}$ よりも短く、カンラン石・斜長石では $1\mu\text{m}$ よりも長い。クレメンタインUUVISの観測は $0.415/0.750/0.90/0.95/1.0\mu\text{m}$ の5バンドに限定されていたため、カンラン石や斜長石の吸収帯を完全に捉えることができず、PANやカンラン石の同定がうまくできなかったのだろう。これに対して全ての吸収帯を連続的にカバーするSPでは、7000万点に及ぶ全スペクトルデータの自動解析によって、様々な鉱物種の全球分布を調べることが可能となった。

図3に山本ら[9]によるカンラン石全球サーベイの結果を示す。結局、過去の観測でカンラン石が存在するとされてきた地点のうち、SPで確認されたのは表側の望遠鏡観測で同定されたコペルニクスとアリストアルコスというふたつのクレーターだけだった[2]。この2つのクレーターが、雨の海周辺に存在することは偶然ではない。SPの全球サーベイにより、雨の海、危難の海、モスクワの海といった衝突盆地を囲む形で、カンラン石に富む数kmスケールの岩体が露出していることが明らかになったのだ[9]。モスクワの海、危難の海は月の地殻が最もうすくなっている地域であり、盆地内をうめっている海のすぐ下にマンテルがせまっていることに注目したい[5]。コペルニクスとアリストアルコスも、表層の岩石を掘削することで、雨の海周辺に存在するカンラン石を露出させたと考えられる。ま

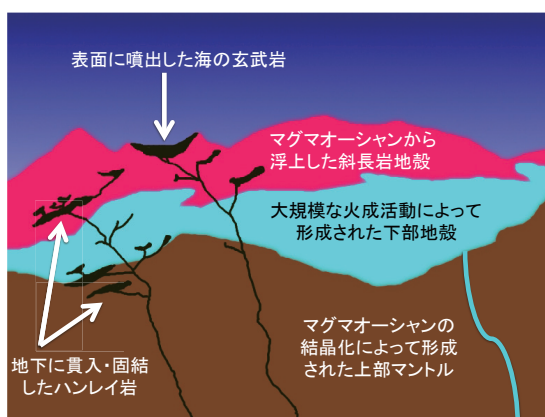


図4：伝統的な月地殻および上部マンテルの概念図。マグマオーシャンから浮上した斜長石地殻の下には、後の火成活動による貫入岩から成る下部地殻が存在すると考えられている。2.2節で述べたように、この下部地殻は低カルシウム輝石に富んだノライトだとされてきたが[8]、衝突盆地の内部を満たしている海は高カルシウム輝石に富む玄武岩でできている。同じ組成のマグマが、密度の低い斜長岩地殻中を浮上することができず、途中で固結してしまった場合には、やはり高カルシウム輝石に富むハンレイ岩となるはずである。実際SPデータを用いて、高地に存在する新鮮かつ比較的小さいクレーターの内部および放出物の組成を調べたところ、どこも高カルシウム輝石に富んでいることが明らかとなった[24]。

たSPA周辺にあるシュレーディングークレーターのリング周辺でも、カンラン石が発見されている[10]。SPの観測したカンラン石分布は、明らかに衝突盆地の周辺に集中しており、衝突によって盆地周辺に堆積した放出物であることを示唆している。雨の海やSPAに衝突スケージング則を適用すれば、極端な斜め衝突あるいは低速衝突など特殊な条件を仮定しない限り、確実にマンテルまで到達する。上述したとおりクレメンタインデータから存在が推測されていたOlivine hillは幻に終わったが、我々はいよいよ「大規模な衝突によって表面に露出したマンテル由来のカンラン岩」を発見したのだろうか？

SPで観測されたカンラン石の分布は、マンテルではなく下部地殻と関連している可能性もある。

たとえばコペルニクスの過去の観測では、たまたまその地下にカンラン石に富む貫入岩が存在し、そこがクレーター中央丘として掘り起こされたと解釈されていた。アポロの高地サンプルの中には、鉄に富んだ斜長岩族(FAS)よりもマグネシウムに富んだ有色鉱物を多く含み、ずっと若い形成年代(40～44億年)を示す岩石(いわゆる Mg-suite)が存在する。Mg-suiteは、

マグマオーシャンが完全に固結した後に、斜長岩地殻の下に貫入した別のマグマ(～下部地殻)から形成されたと考えられている(図4) [11]。Mg-suiteのなかでもカンラン石と斜長石から成るトロクトライトは、SPのスペクトルデータを説明することが可能である[9]。大規模な衝突によって火成活動が活発になり、完全に地殻が掘削されなかった周辺部の地下に大規模な貫入が起って下部地殻が形成されたのかもしれない。

マグマオーシャンが結晶化する際、対流が強くなければ、最初にカンラン石が晶出して底に沈み、その上に低カルシウム輝石が固化するという順序で分別結晶化がすすむ。この場合、カンラン石よりも浅いところに低カルシウム輝石が存在するため(図2)、放出物の中に両者が共存している可能性がある。一方、Mg-suiteにはカンラン石に富むトロクトライトだけでなく、低カルシウム輝石に富むノライトもあり、アポロの線データや、クレメンタインの分光データは、むしろノライトが下部地殻の主な構成成分であることを示唆している[7,8]。つまりカンラン石が発見されていない小さな盆地の周辺では、低カルシウム輝石が存在している可能性がある。また盆地の大きさと掘削深さが比例しているとすれば、深さ方向の組成変化が放出物の空間分布として見えている可能性がある。そこで我々は、低カルシウム輝石についても全球サーベを行い、カンラン石の分布との関連を調べることにした。

2.3 巨大衝突盆地に付随した低カルシウム輝石に富む岩体の発見

カンラン石と同様な手法で、低カルシウム輝石に富んだ岩体のSP全球サーベを行った結果を図3に示す[12]。カンラン石と同様に衝突盆地周辺に集中しているが、両者の分布は必ずしも一致しない。低カルシウム輝石は危難の海やモスクワの海のような比較的小さい衝突盆地周辺では検知されず、月で最大の衝突盆地であるSPA、2番めに大きな雨の海盆地、そして表の海のほとんどをその中に含むプロセルラム盆地の周囲に局在している。ここで低カルシウム輝石/カンラン石ともに後の貫入岩(～下部地殻)ではなく、マグマオーシャンから直接固結した物質だとして、マグマオーシャン固結の初期段階から分別結晶化が起っていたとすれば、まず最初にカンラン石が晶出して底に沈み、その次に固化した輝石がカンラン石層の上にある

(図2)。この場合、SPの観測結果とは反対に、より深くまで掘削する大規模な衝突盆地周辺にカンラン石が存在し、地殻の直下までしか掘れていない小規模な衝突盆地周辺では低カルシウム輝石が分布するはずである。

マグマオーシャンが固化する際、最初に晶出する物質はマグネシウムに富み、結晶化がすすむほど鉄の割合が増える。また最後に固結する非調和元素にはチタンなどの重い元素が多いため、マグマオーシャンが完全固化した直後は、上層ほど密度が高くなっているはずである。この状態は重力的に非常に不安定であるため、比較的短いタイムスケール(～数十万年)で上下層の逆転現象(マントルオーバーターン)が起きると予測されている。このオーバーターンの結果、低カルシウム輝石に富む層がカンラン石に富む層の下に潜り込んでいるとすると、SPの観測結果をうまく説明できる。

ここまでの議論をまとめよう。伝統的な月の形成史を考えると、衝突盆地に付随しているカンラン石および低カルシウム輝石は、

- (1) 衝突盆地の形成がトリガーとなって減圧溶融などによる火成活動が起り、その結果PAN地殻下部に貫入したマグマから形成された下部地殻(図4)
- (2) PANよりも先にマグマオーシャンから直接晶出し、のちにオーバーターンしたカンラン石/輝石(図2)

のどちらか、あるいは両者の組み合わせであると考えられる。

3. 新しい月地殻の描像

この章では、衝突スケールリング則を再検討することで、2章とは違うSPデータの新たな解釈を提示する。

3.1 衝突溶融による「マグマの海」の形成とその再分化

衝突の規模が大きくなると、掘削される領域に対して溶融領域の割合が相対的に増える(図5)。ティコのような若い数十kmのサイズのクレーターでも、その内部は衝突溶融物によって埋められているが、雨の海やSPAのスケールになると、衝突盆地の内部は数十kmの厚さの完全溶融した岩石によって満たされ、ほぼ同量が外部に放出されると考えられている[6]。本

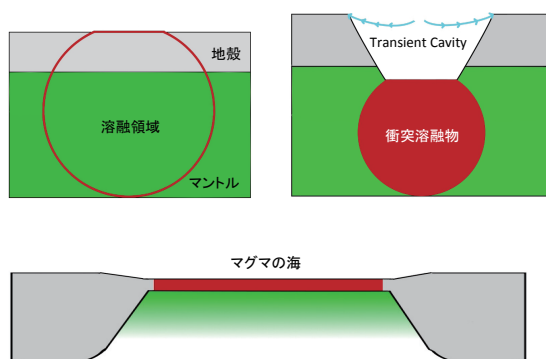


図5：マグマの海概念図。数百km規模の衝突盆地を形成するような衝突は、地殻だけでなくマントル領域も熔融させる(左上)。衝突直後には直下点付近の深いところまで広がっていた溶融物は(右上)、地形が緩和するに従って盆地の内部を満たす「マグマの海」となる(下)。この深さ数十kmの「マグマの海」は、図2のマグマオーシャンと同様に分化しながら再結晶する。その鉛直組成分布は、マグマの初期組成(地殻/マントル比)や対流の強さに大きく依存する[13]。

稿では、図5に示されるような巨大衝突盆地の内部を満たす衝突溶融物を「マグマの海」と呼んで、ジャイアントインパクト直後に形成された月全球を覆うマグマオーシャン(マグマの大洋)と区別することにしよう。月面の全ての衝突盆地で形成された衝突溶融物量を合わせると、「マグマの海」から再固結した物質の体積は地殻全体の5%を占めると見積もられている[13]。後述するように、もしプロセラルム盆地が衝突で形成されたとする、この割合はさらに大きくなる。

小規模な衝突溶融物はターゲットの平均組成を持つガラスとなるが、より大きな衝突溶融物は冷却時間が長くなるために分化する。実際サドベリーやマニコーガンといった直径が100 kmを超える地球のクレーターでも、衝突溶融物の分化が起っていることが明らかになっている。つまり「マグマの海」が冷えて再固結する際も、マグマオーシャンと同様の分化プロセスを経ると予測される。この分化プロセスを決める大きなファクターは

- ・衝突で熔融した領域のうち、マントル/地殻の占める割合
- ・マントル中に残されていたAl/Ca量
- ・巨大衝突溶融物の組成の一意性および深さ(～冷却タイムスケール)
- ・分別結晶化/平衡結晶化のどちらが卓越するかを決める対流の強さ

などである。衝突溶融物中で地殻成分が占める割合が大きい場合、あるいは元々のマントルに含まれていたAl/Caが多い場合には、「マグマの海」から斜長石が再度晶出する可能性もある[13]。衝突スケーリング則によれば、SPAや雨の海盆地をつくった衝突は、マグマオーシャンから固化・浮上した斜長岩地殻を完全に剥ぎとったと推測される。しかし「かぐや」の重力場観測は、PKT/SPATの地下にも薄い斜長岩地殻が存在することを示しているし[5]、かぐや搭載MIは、PKTの中心に位置するアリストルコスクレーターの中央丘にPANが露出していることを発見している[4]。またアポロ16号が取得したFASサンプルのひとつ(60025)は、43.6億年という非常に若い年代を示すため、マグマオーシャンから直接晶出した物質ではないと考えられている[14]。こうした斜長石は、マグマオーシャンではなく「マグマの海」から晶出した2次地殻であるのかもしれない。マグマオーシャンの場合と同様、「マグマの海」から斜長石が晶出する前には、カンラン石や輝石をより多く含む岩石が形成されているはずである。Mg-suiteは月内部の再熔融によって浮上し地下で固結した貫入岩ではなく、「マグマの海」から再固結した物質である可能性も指摘されている[15]。

アポロ14号の着陸地点は、フラマウロ丘陵と呼ばれる雨の海からの放出物上にある。宇宙飛行士によって地球に持ち帰られた14310という岩石は、雨の海盆地が形成された時に放出された溶融物が固結したものだと考えられている。14310に含まれる最も多い鉱物は斜長石と低カルシウム輝石であり、実験室で測定されたそのスペクトルと14号着陸地点の最寄り地点で測定されたSPのスペクトルは、非常によく一致している(図6, 7)。これは、SPAやプロセラルム盆地周辺でSPが検知した低カルシウム輝石に富む物質も、溶融放出物から再結晶したものである可能性を強く示唆している[12]。

3.2 プロセラルム盆地の起源と月の二天性：

2.3節で述べたように、低カルシウム輝石はSPA、雨の海そしてプロセラルム盆地周辺に局在する。SPAと雨の海がそれぞれ月の最大/2番目に大きな衝突盆地であることを考えると、プロセラルム盆地も衝突によって形成されたと考えるのは自然であろう。プロセラルム盆地が巨大衝突によって形成されたというアイ

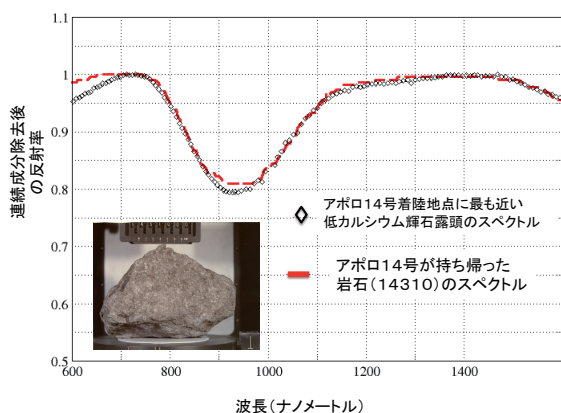


図6: アポロ14号が持ち帰った岩石14310と、最寄りのSP観測地点の反射スペクトルの対比図。風化の影響をとりぞくために、吸収帯の両端を結ぶ接線と割り算している。図1との対応から、両者はともに低カルシウム輝石に富んでいることがわかる。

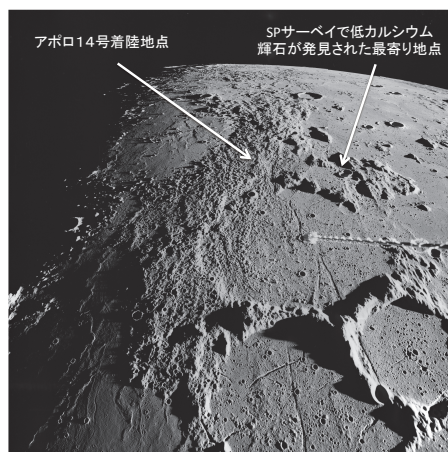


図7: アポロ14号着陸地点と、最寄りのSP観測地点の位置関係。画像中央上部、月平線の上に雨の海が見えている。着陸地点から上下にのびている起伏に富んだ領域が、雨の海からの放出物からできているフラマウロ丘陵である。

デアは古くから提案されているが、地形的特徴は地形緩和とその後の衝突の影響で識別できなくなっているため、その痕跡は組成から調べるしかない。図3に示されている低カルシウム輝石の全球分布は、プロセラルム盆地衝突起源説の新たな強力な傍証であると言えるだろう[19]。SPAが衝突地形として認識できることを考えると、プロセラルム衝突はそれより以前に起ったと考えられる。

月の表裏は、目に見える海の分布だけでなく、地殻厚や放射性元素の分布もまったく異なる[5]。この性質を月の二分性と呼ぶ。月の形成のごく初期、マグマオーシャンが完全に固結する前に、プロセラルム規模の巨大衝突があったとすると、以下のようなプロセスで二分性が自然に生じると予測される。

- ・衝突した面の斜長岩地殻は、ほぼ完全に吹き飛ばされるため、地殻厚に非対称が生じる
- ・斜長岩地殻の下にあった非調和性元素／放射線核種に富んだ残液urKREEPが表面に放出される。
- ・薄い地殻厚、減圧溶融などの影響で、反対側の半球よりも多くの海が形成される
- ・やがて地球からの潮汐の影響で、表／裏の位置に固定される[16]

Luceyらによれば、SPAを形成したインパクトのサイズはおおよそ250 km程度であると見積もられている[7]。また地球＝月系が形成された直後の内惑星系

の微惑星サイズ分布のモデルから、形成直後の月に親鉄性元素や水をもたらしたインパクトのサイズも、やはり300 km程度であると推測されている[17]。このサイズの天体が、SPA形成以前に、マグマオーシャンから固結した直後の(あるいはまだ固結しきっていない)熱い一次地殻上に衝突すれば、プロセラルム規模の盆地が形成されることは十分にあり得る。2.1節で述べたように、全球にわたってPANを晶出させるためにはマグマオーシャンの存在が必要だが、それはのちに「マグマの海」が形成されたことを否定するわけではない。

3.3 巨大衝突と3つのTerrainの起源

前節では、マグマオーシャン固結直後に起きたプロセラルム衝突が、PKTの成因であったという可能性について議論した。続いて本節では、さらにそのあとに起った巨大衝突によってSPATが形成されたというシナリオについて考察する。

Warren[18]は、ルナプロスペクターガンマ線分光データからトリウム濃度の地殻内鉛直分布を調べ、地殻内の平均トリウム濃度は表面濃度の6割程度であることを明らかにした。この平均濃度に平均地殻厚さがかかることで地殻に含まれるトリウム量を見積もることができる。月と地球の総トリウム量が同程度だと仮定すると、トリウムのほとんどが地殻内に存在するこ

となる。非調和元素であるトリウムはもともとマグマオーシャンの残液(urKREEP)に濃集していたはずである。チタンを含むurKREEP層は、下のマントルに比べると圧倒的に密度が高く、放射性元素を多量に含む。そのためその一部は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、その後の火成活動の熱源となったと考えられる。しかし上述したように、深部に持ち込まれたトリウムの量は地殻に残されたものよりもずっと少ない。つまり、現在観測されているPKT内のトリウム量を説明するには、urKREEPを月深部よりも地殻に多く残す必要がある。かりにurKREEPがオーバーターンで深部に沈む前に、プロセラルム衝突が起こったとしよう。urKREEP中に含まれるトリウムは表面に放出され、あとは続く衝突のたびに(あるいは火成活動で)生じる溶融物に取り込まれることで地殻の一部となっていくはずである。PKT周辺のトリウム分布は、こうした複雑な衝突史／火成活動の歴史を反映しているのではないだろうか。

表側の衝突盆地には強い正のフリーエア重力異常(マスコン)が存在する。これは、これらの盆地が形成された40億年ほど前には、すでに地殻がかなり固くなっておりアイソスタシーが回復しなかったことを意味している。プロセラルム衝突が、熱源であるKREEPを早い時期に表面に放出したとすれば、月は早く冷却しマスコンの形成条件も満たされやすくなる。

最近Morbidelliらは、原始惑星形成後に残された微惑星の軌道／サイズ分布シミュレーションを行い、SPA内の20 km以上のクレーター密度と比較することで、SPAの形成は43.3～43.6億年前だったと予測している[19]。彼らのモデルによれば45億年前の衝突フラックスは、このSPA形成時に比べて10倍以上高くなっている。つまり、マグマオーシャンから斜長石地殻が浮上した直後、urKREEPがオーバーターンで深部に落ちてしまう前に、SPAよりも大規模な衝突が起こったというシナリオは十分に成立する。その後、SPA衝突が起こった時にはurKREEPはすでにオーバーターンにより深部へ持ち込まれていた、あるいはプロセラルム衝突の影響で表側へ移動していたと考えれば[20]、SPATのトリウム量がPKTより低くなっていることも自然に説明できる。

4. 今後の探査に向けて

ここで、2章および3章の解釈を簡単にまとめてみる。

(a) 伝統的シナリオ：

マグマオーシャンが固結した後、オーバーターンによってカンラン石層が低カルシウム輝石相の上に来た。このため、より小さい盆地で上のカンラン石マントルが放出され、深部まで到達した三大盆地だけが低カルシウム輝石を露出させた。1000 km以上の衝突盆地では、衝突時に多量のメルトが形成されたことは間違いないが、分化せずに固結した場合は元のマントル組成をそのまま反映する可能性がある[21]。

(b) 新シナリオ：

巨大衝突によって生じた大規模なメルトによって「マグマの海」が形成され、その固化の際の分別結晶化によって、カンラン石や低カルシウム輝石に富む岩石が形成された。ただし小規模な衝突盆地周辺で観測されるカンラン石は、溶融放出物から分化した物質ではなく直接マントルから放出された可能性もある。

今後この2つの説を、観測的に区別／検証するにはどうしたらよいだろうか？(b)の場合、分化が起こったのが大洋よりも小さな海のレベルであるため、(a)に比べると、斜長岩に富む岩体と、低カルシウム輝石／カンラン石に富む岩体が比較的小さいスケールで隣接していると予測される。図3に示されているとおり、SPによる全球サーベイからPAN、低カルシウム輝石、カンラン石といった複数の鉱物種が隣接する領域はすでに同定できている。現在我々は、MIのマルチスペクトル画像やLROCの高解像度画像を用いて、こうした領域の詳細な地質調査をすすめていく。

2つのシナリオを区別する上で重要なもうひとつのポイントは、岩石中の斜長石の割合である。(a)の場合、SPが同定した低カルシウム輝石およびカンラン石に富む岩体はいずれもマントルに起源を持つため、斜長石をほとんど含んでいないはずである。一方(b)の場合は、SPによって同定された低カルシウム輝石およびカンラン石に富む岩体は、14310のように斜長石を多く含む可能性が高い[19]。2.1節で述べたとおり、反射率の高い斜長岩の吸収帯は、より暗いカンラン石／輝石の吸収帯で容易に隠されてしまう。宇宙風化の影響を適切に補正し、絶対反射率を出すことができれば、

放射輸送モデルとの比較によって斜長石の割合を見積もることもできるが、確実な結論を出すのは難しい[14]。その他のリモートセンシング観測手法としては(1)X線分光による元素分布観測(2)SiO₂の割合を制約できる熱赤外分光観測がある。周回軌道上からのX線分光によって、表面物質のAl/Si比率が決定できれば斜長石の割合を推定できる。しかしSPで観測された露頭のサイズは10kmに満たないものがほとんどであり、強烈な太陽フレアが起きた時でなければ十分な精度での観測は困難であろう。一方Lunar Reconnaissance Orbiterに搭載されたDIVINERのような中間赤外分光器は、放射率スペクトルからSiO₂の量比を導出できるため、(a)(b)2つのシナリオを区別できる可能性がある。しかし、いままでの解析では宇宙風化や地形の影響を完全には除去できておらず、十分な精度の高いSiO₂量導出には成功していないようである。決定的な答えを得るためには、やはりランダー／ローバーによるその場測定や、地球に持ち帰ったサンプルの分析が必要となるだろう。米国ではSPAからのサンプルリターンミッションMoonRiseが、NASAのニューフロンティアプログラムに提案されている。SPAから衝突溶融物のサンプルを持ち帰り、年代決定を行うことで、後期重爆撃の期間に制約をつけることが最大のミッション目的である。この衝突溶融物が斜長石をどの程度含むかで、シナリオ(a)(b)を区別できる可能性がある。

さらに、プロセラルム衝突に由来する衝突溶融物を持ち帰って年代を決定し、SPAの衝突年代と比較することができれば、3章で提案した大規模衝突によるPKT/SPATの形成シナリオも検証できる。なお、MoonRiseについては、月の裏側にある地球＝月系のL2ラグランジュ点にオリオン宇宙船を送り、宇宙飛行士がここからランダー・ローバーを操作することでサンプルを採取するという有人探査との組み合わせミッションも検討されている(<http://www.lpi.usra.edu/meetings/leag2012/presentations/Alkalai.pdf>)。

5. 海からふたたび大洋へ

直径約500 kmの小惑星ベスタは、ホワルダイト・ユークライト・ダイオジェナイトという3種の隕石の母天体である。月と同様にベスタにもかつてマグマオ

ーシャンが存在し、主に低カルシウム輝石から成る上部マントル(～ダイオジェナイト)と、輝石/斜長石から成る地殻(～ユークライト)を形成したと考えられている[22]。Dawn探査機に搭載されたイメージング分光器は、低緯度域がユークライトに、南極付近に存在する巨大衝突盆地ではダイオジェナイトに相当する岩石が露出していることを明らかにした[23]。これは南極付近での巨大衝突によって地殻が剥ぎ取られ、マントルが露出したためだと解釈されている。ベスタ全球を覆っていたマグマオーシャンの深さは明らかではないが、その広がりやSPA衝突後に形成された月の「マグマの海」とほぼ同規模である。両者が共に低カルシウム輝石に富んだ岩相を示している偶然なのだろうか？それとも共通の規模・組成をもっていたゆえの必然なのだろうか？

かりに月の「マグマの海」とベスタのマグマオーシャンの組成や広がりや同じだったとしても、深さ(～冷却タイムスケール)や重力の違いによって、分化プロセスには違いが生じるはずである。近い将来「かぐや」やDawnの観測データ解析がさらにすすめば、月の「マグマの海」やベスタのマグマオーシャンの固結過程の詳細なモデルを構築できるようになるだろう。大規模な衝突溶融物の固化過程を異なる天体で調べ、天体ごとの独自性と共通性を明らかにすることは、今後の比較惑星学における重要なトピックとなる。月の「マグマの海」を調べることは、月のマグマオーシャンはもとより、地球の「マグマの海」・地球のマグマオーシャンの理解にもつながると期待される。

参考文献

- [1] Hawke, B. R. et al., 2003, J. Geophys. Res. 108, E6, 4-1.
- [2] Matsunaga, T. et al., 2008, Geophys. Res. Lett. 35, L23201.
- [3] Elkins-Tanton, L. T. et al., 2011, Earth Planet. Sci. Lett. 304, 326-336.
- [4] Yamamoto, S. et al., 2012, Geophys. Res. Lett. 39, 13201.
- [5] Ishihara, Y. et al., 2009, Geophys. Res. Lett. 36, L19202.
- [6] Cintala, M. J. and Grieve, R. A. F., 1998. Meteorit.

- Planet. Sci. 33, 889.
- [7] Lucey, P. G. et al., 1998, J. Geophys. Res. 103, 3701.
- [8] Pieters, C. M. et al., 2000, J. Geophys. Res. 106, 28001.
- [9] Yamamoto, S. et al., 2010, Nature Geosci. 3, 533.
- [10] Yamamoto, S. et al., 2012, Icarus 218, 331.
- [11] Shearer, C. K. and Papike, J. J., 2005, Geochim. Cosmochim. Acta 69, 3445.
- [12] Nakamura, R., et al., 2012, Nature Geosci. 5, 775.
- [13] Vaughan, W. M. et al., 2013, Icarus 223, 749.
- [14] Borg, L. E. et al., 2011, Nature 477, 70.
- [15] Hess, P. C., 1994, J. Geophys. Res. 99, 19083.
- [16] Wieczorek, M. A. and Le Feuvre, M., 2009, Icarus 200, 358.
- [17] Bottke, W. F. et al. 2010, Science 330, 1527.
- [18] Warren, P. H. 2001, Geophys. Res. Lett. 28, 2565.
- [19] Morbidelli, A. et al. 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 355-356, 144.
- [20] Hagerty, J. J. et al., 2011, J. Geophys. Res. 116, 6001.
- [21] Nakamura, R. et al., 2009, Geophys. Res. Lett. 362, L22202.
- [22] Ruzicka, A. et al. 1997, Meteorit. Planet. Sci. 32, 825.
- [23] De Sanctis et al., 2012, Science 336, 11.
- [24] Ogawa, Y. et al., 2011, Geophys. Res. Lett. 38, 17202.