

特集「月の火成活動からみた熱進化」

粘弾性変形理論に基づく月測地データの
解釈：月進化史への示唆鎌田 俊一¹

2013年10月1日受領, 2013年11月1日受理.

(要旨) 地質学的時間スケールにおける大規模地形の粘性緩和は、固体惑星の熱進化を反映し、その痕跡は測地データに反映される。本論文では、月周回衛星「かぐや」で得られた測月データと、熱進化を考慮した長期粘弾性変形計算を突き合わせることで、月内部温度構造の変遷を制約した。前ネクタリス期4(PN4)以前に形成した衝突盆地下のマントル隆起はほぼ緩和しており、同時代までマグマオーシャンが未固化であったことが示唆された。その後形成した盆地下にはマントル隆起が見られ、月上層の冷却が大きく進行したことが分かった。また、海全体が傾いていることから大波長変形が示唆された。これは、海形成以後も深部は熱かったことを示唆している。

1. 測地データから迫る月の熱進化

月面上に見られる典型的な大規模地形は「衝突盆地」と呼ばれる巨大な衝突クレーターや、その底を埋めるように広がった「海」と呼ばれる玄武岩で覆われた地域である。いずれも今から数十億年前に形成したと考えられており[e.g., 1], これらの地形により生じた荷重は地質学的時間スケールの粘性流動を引き起こすと考えられる。月の地殻やマントルの主要な構成鉱物の粘性率は様々なパラメータによって決まるが、特に温度依存性が強いことが知られている[e.g., 2]。そのため、表面地形やモホ面(地殻-マントル境界面)起伏の粘性緩和に要する時間は内部の温度構造に強く依存する。したがって、大規模地形周囲の現在の地殻構造は、月の熱史を探る上で極めて重要な手掛かりとなる。

これまでも大規模地形の粘性緩和に着目した月の初期熱史研究はなされてきた[e.g., 3]。しかしながら、モホ面起伏の推定に必要な重力場データの空間解像度は非常に低く、短波長成分の誤差は非常に大きかった。また地形緩和計算においても、表面の弾性を無視した単純な粘性流体モデルが仮定されたり、粘弾性体モデルの場合でも一様定常粘性率が仮定されたりなど、極

めて単純化された内部構造モデルを用いてしか行われてこなかった。特に古い衝突盆地が形成したと考えられる月形成から間もない頃においては、上層の冷却に伴う急激な粘性率の上昇と粘性緩和の時間スケールは拮抗する可能性があり、上記のような簡単なモデルで推定された温度構造と実際の過去の温度構造は大きく異なる可能性が高かった。

しかし近年、これら2つの課題は大きく改善された。月周回衛星「かぐや」は極域を含む月全球の地形データの取得に加え、子衛星を用いた裏側重力場計測にも成功し、全球測地データの精度を飛躍的に向上させた[e.g., 4]。また、我々[5]は非定常・多層粘性率構造を取り扱える、長期粘弾性変形計算手法を開発した。新たな観測データと新たな計算手法が揃ったことにより、測地データと理論モデルの詳細な比較が可能になり、月熱史に関してより定量的な制約が得られるようになった。

本論文では、我々がこれまでに得た月内部温度構造の時間発展についてまとめる。まず次章で計算モデルの概略を説明する。続く第3章では、本特集で特に取り上げている「海」に着目し、その形成後の内部温度構造について述べる。それ以降の章では海の有無に関わらず衝突盆地に着目し、その形成期の内部温度構造について述べる。解析に使用した地形データは1/16°

1. 北海道大学大学院 理学研究院
kamata@mail.sci.hokudai.ac.jp

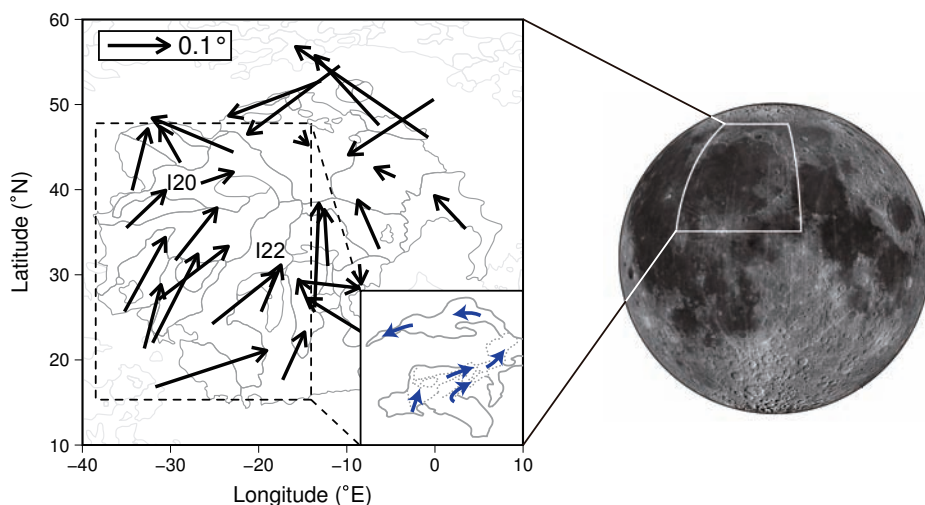


図1：雨の海の傾き。矢印は下流方向を示しており、その長さは傾斜角に比例する。灰色で解析したユニット境界を示している。右下は破線領域における、溶岩の流れた方向[12]を示す。ユニット名や境界は先行研究[9]による。

グリッドデータと359次まで球面調和展開した STM359_grid-03、重力場データはSGM150jである。

2. 計算モデルの概要

月は半径1740 kmの、地殻とマンツルの2層からなるマクスウェル粘弾性球と仮定した。いずれの層においても弾性率、密度、粘性率は動径方向にのみ変化し、角度依存性はないものとした。地殻、マンツルの横弾性率はそれぞれ40, 65 GPa、体積弾性率はそれぞれ80, 125 GPaとし、各層内で一様定常とした。密度は地殻、マンツルの上端でそれぞれ2800, 3300kg/m³とし、深さ1 km間隔でAdams-Williamson条件を満たすように与えた。地殻厚や粘性率の与え方は第3章と、第4, 5章で異なるため、それぞれの章で述べる。パラメータ範囲などについての詳細についてはKamataら [6]を参照されたい。

球の表面や内部に荷重を置き、それによる球全体の変形を計算する。荷重を球面調和展開し、各次数での変形計算を行った後、重ね合わせることで最終的な表面地形やモホ面起伏を求める。詳細についてはKamataら [5]を参照されたい。

荷重以外にも、冷却による熱収縮も変形の要因の一つと考えられる。しかし、熱収縮で海の溶岩が一方に傾く(一方向だけ収縮する)とは考えられない。また、

地殻厚と同じ数10 kmオーダーのマンツル隆起の緩和がほぼ熱収縮によって起きることも考えられない。したがって、熱収縮の影響は以降の結果に大きくは影響しない。

3. 「海」の傾き

月試料分析の結果、海の玄武岩は地球の玄武岩と比較してケイ素の含有量が低く、海の溶岩は非常に低粘性率であることが分かった[e.g., 7]。低粘性溶岩流は、まずは乱流状態で流れ出し、冷却によって高粘性率となるにつれて層流になる[8]。海の大きさは様々であるが、「雨の海」のような巨大な衝突盆地の大部分を覆うような海は単一の噴出でできたわけではなく、複数のユニットからなることが分かっており[e.g., 9]、その典型的な厚さは数十mと見積もられている[10]。そのような厚さの溶岩流が、地表面傾斜角0.1°の典型的な斜面を乱流で下る距離は数百km以上と見積もられる[8]。これは噴出ユニットの典型的な直径と同等かそれ以上である。したがって、海の溶岩流は斜面を下る途中では固化しきらず、流れた先で十分に貯まって、表面地形は「セレノイド」と呼ばれる等重力ポテンシャル面に沿った可能性が非常に高い。これはちょうど、地球の平均海面が「ジオイド」と呼ばれる等重力ポテンシャル面に沿っていることに対応している。

噴出直後に地形とセレノイドが沿っていた溶岩流がその固化後に変形した場合、地形とセレノイドが沿わない可能性が高い。つまり、セレノイドに対する表面地形の現時点でのズレは、海形成後に起きた変形の記録である可能性がある。Brownらはアポロ17号でのレーダー計測に基づく、同号のある1軌道直下の高度プロファイルを解析した[11]。その結果、海領域だけを繋ぐ「きれいな円が描け、その中心は現在の重心とも形状中心とも異なることを見出した。もし海形成時のセレノイドと現在のセレノイドが同一であれば、海の中心は現在の重心に一致することが予想される。この予想と反するBrownらの結果は、現在のセレノイドは海形成時のそれから変化したことを示唆している。しかし解析データが1軌道なので、「きれいな円が描けたのは偶然である可能性が否定できない。また、その後のClementineなどの高度データを使った同様の解析例は報告されていない。

ここでは、かぐやデータを用い、月全球の海について海形成後の比較的大規模(波長 $> \sim 100$ km)の変形の可能性を探る。具体的には、まず地形とセレノイドの差を算出し、その差に平面フィットを行い、傾きの方向と大きさを求める。次に粘弾性変形計算を行い、その傾きを説明可能な内部構造に対する条件を求める。上述のように、多くの大きな海は噴出年代の異なる複数のユニットからなる[e.g., 9]。変形が噴出期間中にも起きたとすれば、例えば同じ海だとしても、傾きの大きさ・方向はユニット毎に異なる可能性がある。そのため、傾きの算出は各ユニットについて行った。

図1に雨の海の解析結果を示す。盆地のリムにある小さなユニットを除くと、多くのユニットの下流方向は北東方向であり、典型的な傾きは 0.1° である。傾きの有意性(傾きの大きさが0ではない)については、解析点をランダムに選び、統計的検定を行うことで確認している。図1には、先行研究[12]で求められた溶岩流の流れた方向も示している。ユニットI20は北東方向に流れ、一方のユニットI22は南西方向に流れているが、現在の地形・重力場から推定される下流方向は両ユニット共に北東方向である。また、傾きの大きさは前者よりも後者の方が小さい。このことは、雨の海形成後、北東方向が相対的に沈むような変形が雨の海全体に渡って起きたと解釈することができる。

雨の海以外でも同様の解析を行ったが、全球を通し

て一方向に傾いているというようなことはなかった。ただし、解析した月全球の海 >300 ユニットのほぼ全ての傾きの大きさは有意である(0ではない)。このことは、重心の移動のような変形が起きたのではなく、より短波長(球面調和次数 >2)の変形が長期に渡って起きていた可能性を示す。

さて、どのような条件下であればセレノイドに対して地形が 0.1° 傾くような変形が起きるのであろうか。まず一つは、月内部の粘性率が高すぎないことである。もう一つは、変形を引き起こすのに十分な荷重があるということである。なぜなら、仮に月内部が非常に高温で低粘性率だったとしても、そもそも荷重が全くなければ変形は起きないためである。粘性率や荷重に対して定量的な制約を得るため、粘弾性体数値計算を行った。地殻厚はかぐやデータから示唆される全球平均値とほぼ同じ、 50 kmとした。海の形成は月形成から数億年後であり、すでにリソスフェアが発達していて急激な冷却は起きていなかったと考えられる[e.g., 13]。そのため、ここでは定常粘性率を仮定するが、上層に行くにつれて高粘性率となるような多層構造を仮定し、各層の粘性率はパラメータとして振った。また、変形の原因として内部にある面荷重を仮定した。これは、全球の海で傾きが観測されたため、荷重は局所的ではないと考えられるためである。荷重の深さ、大きさを様々に仮定して低次(≤ 10 , 波長 $> \sim 1000$ km)の面荷重に伴う変形計算を行った。

図2に、海の形成時期とセレノイドに対する地形の現在の傾斜の関係を示す。海形成直後においてセレノイドと地形は平行であると仮定しているため、海が古ければ古いほど、現在の観測される傾斜は大きくなる。パラメータスタディの結果、荷重が数十MPa程度で比較的浅い(<300 km)ところにある場合、深さ $> \sim 200$ kmで粘性率 $<10^{24}$ Pa sであれば最大傾斜角は 0.1° 以上になることが分かった。荷重がより小さい(大きい)場合にはより小さい(大きい)粘性率が必要である。また、荷重がより浅い(深い)場合にはより小さい(大きい)粘性率が必要である。

荷重によって引き起こされる変形を考えているため、荷重の波長と変形の波長は同一である。雨の海全体が傾くような大波長成分を持ち、浅部にあり、そして数十MPaの圧力を生じる内部荷重とは何か、一意に限定はできないが、その一つの候補としては大局的な地

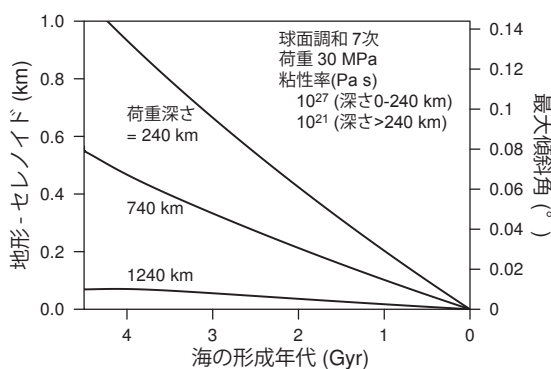


図2：海の形成年代と最終的な傾斜角の関係。海形成時には地形はセレノイドに沿ったと仮定している。内部荷重が浅いほど、同じ荷重でも大きく変形する。

殻厚のばらつきが考えられる。また、マグマオーシャン固化の最終段階で出来る、イルメナイトに富む重たい層がマントルオーバーターンで深部に移動しきらずに浅いところに残っているとすれば、それも海の変形を引き起こす荷重となり得る。

一方の粘性率についての条件は月の熱史と整合的なものであろうか。前述のように、粘性率は温度以外の様々なパラメータ、例えば粒径や圧力にも依存する。しかしこれらの依存性を実際に考慮しても、 >1300 Kであれば乾燥したオリピンの粘性率は $<10^{24}$ Pa sと推定される[14]。したがって、荷重が数十MPa程度の場合、深さ $>\sim 200$ kmで温度が >1300 Kであれば最大傾斜角は 0.1° 以上の変形が可能である。海形成は表側中緯度では ~ 1 Gaまで続いたと考えられるが[e.g., 9]、その時代まで部分溶融領域が内部に存在するためには上記の温度条件よりも熱い必要がある[e.g., 15]。したがって、比較的最近まで若い溶岩ユニットの地下 $>\sim 200$ kmで >1300 Kであった可能性は十分に考えられる。古いユニットも含めて海全体が傾いているという結果は、単一の溶岩ユニットより大きな水平スケールで最近まで内部が熱かったことを示唆している。

4. 新鮮な衝突盆地の地殻構造

「新鮮な」衝突盆地とは、測地データに明確な同心円構造を残す衝突盆地のことである。多くの場合、新鮮な衝突盆地中心には正のブーゲー異常が見られる。これは盆地中心下でマントルが盛り上がり、地殻が薄

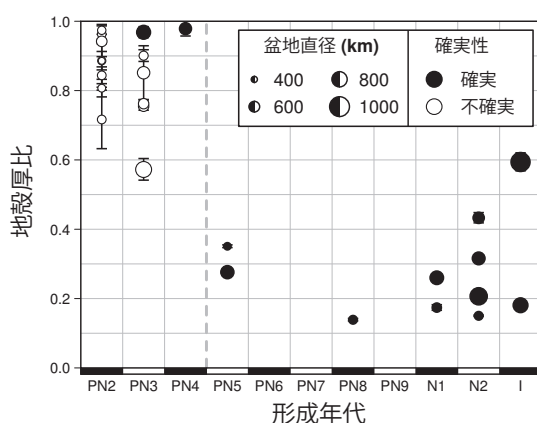


図3：衝突盆地の形成年代と地殻厚比の関係。地殻厚比は、衝突盆地中心の地殻厚を周囲の地殻厚で規格化したものである。周囲の地殻厚は、盆地直径の1.5–2.5倍の位置における地殻厚である。盆地直径や位置、確実性、形成年代は先行研究[1]による。PN,N,Iは前ネクタリス期、ネクタリス期、インプリウム期に対応する。

くなっていると解釈される[e.g., 16]。図3は、衝突盆地の形成年代と地殻厚比(盆地中心の地殻厚を周囲の地殻厚で規格化したもの)との関係を示している。本章で解析するのは地殻厚比 <0.7 となる衝突盆地で、いずれも前ネクタリス期5(PN5)以降に形成したものである。

衝突盆地形成期に月内部が非常に高温だったとすると、粘性緩和が進行し、表面もモホ面も平らになってしまい、正のブーゲー異常は極めて小さく考えられる。換言すると、最終的な地殻構造が測地観測結果と整合的になるようにしつつ熱い条件を仮定すると、衝突盆地形成直後のマントル隆起は現在よりも遙かに大きくなる必要がある。その結果、あまりにも熱い内部構造を仮定した場合、衝突盆地形成直後における盆地中心での地殻厚が負という非現実的な初期地殻構造が必要となってしまう。この章では、新鮮な衝突盆地について、その初期地殻厚がゼロとなる最も熱い内部構造について述べる。

ここでは変形を引き起こす荷重は表面とモホ面における起伏であり、その他の内部荷重は考えていない。これらの起伏を面荷重の重ね合わせとして考え、70次まで球面調和展開し、各次数の変形を計算した。地殻厚は各盆地に合うように40–100 kmで振った。衝突盆地形成期には月上層の冷却が進行し、それに伴う急激な粘性率上昇が変形に影響した可能性がある[e.g.,

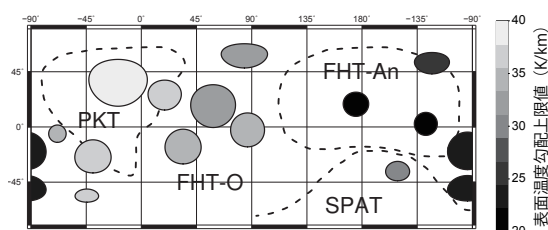


図4：初期地殻厚がゼロとなる初期温度勾配。左側，右側がそれぞれ月の表側，裏側に対応する。地質区分は先行研究[17]による。FHT-Anで最も低く，PKTで最も高い。

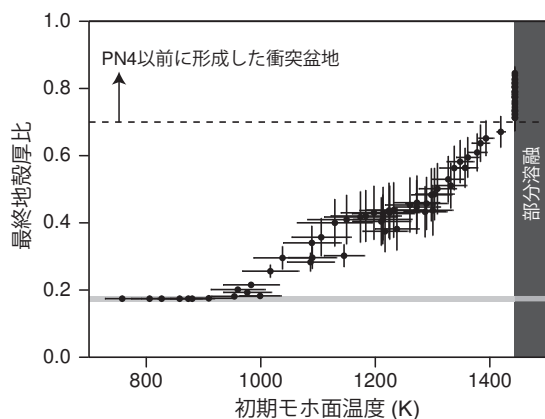


図5：初期温度構造と最終地殻厚比の関係。初期地殻構造は現在のMendel-Rydberg盆地(周辺地殻厚58km)。<1000Kでは変形はほぼ起きない。>1000Kでは粘性緩和が起き、地殻厚比は大きくなるが、同比が0.7を超えるためには初期モホ面温度がソリダスを超える必要がある。

13]. そのため，ここでは前章と異なり，熱進化と粘弾性変形を同時に解いた。熱進化は熱伝導のみを考え，熱伝導率や放射性元素濃度などはパラメータとして振った。地殻には斜長石，マントルにはオリビンの流動則を適用し，時々刻々と変化する粘性率構造を決めた。各熱進化モデル下で最終地殻構造が現在となるような初期地殻構造を算出し，衝突盆地中心における地殻厚を求めた。

図4に，初期地殻厚がゼロとなる最も熱い温度構造における地温勾配を示す。地温勾配上限値は，裏側高地で最も小さく，表側のProcellarum KREEP Terrane (PKT) と呼ばれる地域[17]で最も大きいことが分かった。

この結果から得られる重要な示唆は，裏側高地地殻が放射性元素に枯渇しているということである。放射性元素は熱進化で最も重要な熱源であることに加えて，

液層濃集性ゆえにマグマオーシャン固化過程を解き明かす鍵となる。これまで，ガンマ線計測による表面での放射性元素濃度は求められてきたが，地下深くの濃度についてはほとんど分かっていない。我々の結果は，裏側高地地殻中に含まれるトリウム濃度は鉛直平均で<0.5 ppmであることを示唆している。これは月面での最低値とほぼ同じであり，裏側高地地殻は表層だけでなく深部まで放射性元素に枯渇していることを示唆している。他方，表側のPKTではその10倍以上の濃度も許容されることが分かった。放射性元素濃度の大きな地域依存性は表層だけでなく地殻深くまで及んでおり，月はマグマオーシャン固化の段階から非常に不均質な熱進化をしてきたことが示唆される [e.g., 13].

5. 崩れた衝突盆地の地殻構造

本章で解析するのは，前ネクタリス期4(PN4)以前に形成した，地殻厚比が>0.7となる衝突盆地である(図3参照)。これらの衝突盆地について前章と同様の解析を行っても有意な結果は得られない。なぜならば，観測された最終地殻構造が非常に平坦なため，非現実的なほど熱い内部構造を仮定したとしても初期地殻構造は現在とはほぼ変わらず平坦なものとして計算されるためである。

そのためここでは前章とは逆に，初期地殻構造を仮定した上で，最終構造が平坦になる最も冷たい条件を調べる。今は残されていない初期地殻構造を直接観測することは不可能な上，数値計算で求めることも困難である。そのためここでは第一次近似として，現時点で地殻厚比が極めて小さい衝突盆地(例えばMendel-Rydberg盆地)の現在の地殻構造を初期地殻構造として粘弾性変形計算を行った。前章と同じパラメータ空間での計算を行った。

図5に初期温度構造と最終地殻厚比の関係の一例を示す。パラメータスタディの結果，最終地殻厚比が>0.7となるために必要なモホ面温度は衝突盆地周囲の地殻厚(つまり衝突前の地殻厚)に強く依存しており，特に周辺地殻厚が<60 kmの場合にはモホ面の温度がソリダス以上でなければならないことが分かった。

「かぐや」だけでなく，最近のLunar Reconnaissance Orbiter (LRO)，Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL)による測地観測から，大部分の

月地殻厚は<60 kmと示唆されている[18]。また、崩れた衝突盆地は地殻厚<60 kmにのみ見られるわけではなく、広く分布している[1]。これらより、崩れた衝突盆地の形成期、つまりPN4以前には月モホ面の大部分は部分溶融するほど熱かったことが示唆される。

本章における重要な仮定は、現在は崩れて平坦になってしまった衝突盆地の形成直後の地殻構造は、新鮮な衝突盆地の現在の地殻構造と同じである、ということである。もし最初から地殻厚比が~0.7のような平坦な地殻構造であったとすれば、より冷たい内部構造を仮定しても最終地殻厚比が0.7を超えることが予想される。非常に平坦な初期地殻構造を形成するためには、低密度天体が低速度かつ低角度で(地面をこするように)衝突する必要がある[e.g., 19]。このような衝突「しか」PN4以前に起きないという仮定は非現実的である。そのため、PN4以前に形成した衝突盆地の大きな地殻厚比は、最初から平坦な地殻構造をしていたためというのは考えにくく、やはりPN4以前では月内部は非常に熱く、粘性緩和が進行したためと考えられる。

前章の解析から、表層だけでなく地殻深くまで、放射性元素はPKTに集中していることが示唆されている。そのため、マグマオーシャンが固化した後、PKT外において衝突盆地と同等かより広範囲で部分溶融をマントル上端で維持するのは困難であると考えられる。したがって、PN4まで月モホの大部分が部分溶融しているということは、PN4までマグマオーシャンは完全に固化していなかったことを示唆している。また、PN5以降の全ての衝突盆地の地殻厚比が<0.7であることも、マグマオーシャンが固化したことでモホの全球的な部分溶融がなくなり、激しい粘性緩和は起きなくなったためと解釈できる。

PN4までマグマオーシャンが固化していなかったということは、他の先行研究の結果とどの程度整合的なのであろうか。PN4/5境界の絶対年代が決まっていない以上詳細な議論はできないが、他の理論モデルとの整合性については議論できる。マグマオーシャンが液体から固化していく過程において、放射性元素の濃集や潮汐加熱を考慮した場合、固化には約2-3億年かかると推定される[e.g., 20]。月形成年代の不確定性[13]を考えても、4.1Gaより前に固化したと考えられる。ネクタリス代の開始が遅くとも4.0 Gaと考えられるの

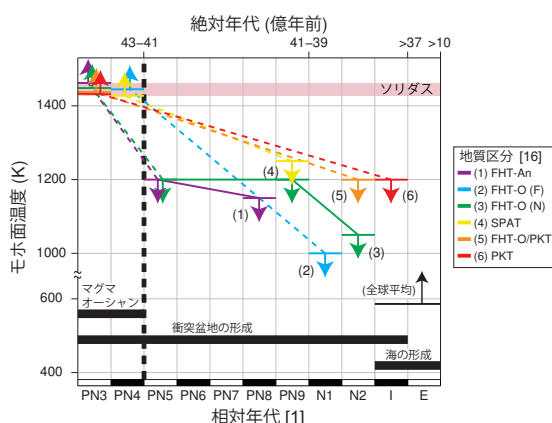


図6：モホ面温度の時間変化。PN4までは全球的にソリダス以上、PN5-IIは地域依存。海形成以降の平均は、深さ240kmで1300Kとし、定常状態を仮定した場合の深さ50kmにおける温度。

で[e.g.,1]、マグマオーシャンの固化、つまりPN4/5境界がこれに先立つという点は整合的である。

PN4までマグマオーシャンが固化していなかった場合、月面で最も大きい衝突盆地であるSouth-Pole Aitken盆地や、その存在が示唆されるProcellarum盆地が形成したPN1は、まだ地殻形成段階にあったと考えられる。そのような古い時代における巨大衝突は、地殻組成の不均質を促進した可能性がある。

また、後期隕石重撃期に関する示唆も得られる。4.0-3.9 Gaにおける後期隕石重撃期においてはほぼ全ての衝突盆地が形成したとする説がある[21]。この場合、マグマオーシャン固化後にほぼ全ての衝突盆地形成が必要となり、粘性緩和によって地殻を平坦にすることはできない。したがって、この「激しすぎる」後期隕石重撃期モデルは、我々の結果からは支持されない。その一方で、より「穏やかな」後期隕石重撃期モデルとは調和的であることも分かった。同時期における衝突体としてE-ベルト天体というものを仮定し、4.0 Gaにおける後期隕石重撃期の開始はネクタリス代の開始と同じとするモデルである[22]。この場合、PN1の年代は>4.3 Gaと推定され、PN4/5境界が>4.1 Gaということとは矛盾しない。

6. まとめ

モホ面温度という観点で全ての結果をまとめたもの

を図6に示す。PKT地殻に放射性元素を濃集させるようなマグマオーシャンの不均質固化や巨大衝突を経て、PN4の終わりにマグマオーシャンは固化した。ここまでに形成した衝突盆地は激しい粘性緩和を経験した。PN5以降では部分溶融領域は時間と共に深くなってゆく[e.g., 13,15]。この間も衝突盆地の形成は続くが、マントル隆起がなくなるほどの激しい粘性緩和は起きない。衝突盆地の形成は後期隕石重撃期にピークを迎えたかもしれないが、 ~ 0.1 Gaという短期間に現在月で認識される衝突盆地の全てが形成するほど激しい隕石衝突はなかったと思われる。インブリウム期以降では衝突盆地の形成はないが、引き続き海の火山活動が起きたと考えられる。特にPKT地殻は放射性元素に富むためにマントル全体が比較的高温に保たれ、局所的な海の形成が ~ 1 Gaまで続いた[e.g., 9]。上層は冷えているが深部は水平方向に大きな空間スケールで暖かいために、衝突盆地より大きな空間スケールの変形は継続した。以上が、かぐや測地データと粘弾性変形モデルの示唆する月の初期進化史である。

謝 辞

千葉工業大学の千秋博紀博士と東京大学の杉田精司教授よりいただいた建設的なコメントに感謝いたします。

参考文献

- [1] Wilhelms, D. E., 1987, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1348.
- [2] Karato, S., 2007, "Deformation of Earth materials" (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- [3] Mohit, P. S. and Phillips, R. J., 2006, J. Geophys. Res. Planets 111, doi:10.1029/2005JE002654.
- [4] Namiki, N. et al., 2009, Science 323, 900.
- [5] Kamata, S. et al., 2012, J. Geophys. Res. Planets 117, doi:10.1029/2011JE003945.
- [6] Kamata, S. et al., 2013, J. Geophys. Res. Planets 118, 398.
- [7] Murase, T. and McBirney, A. R., 1970, Science 167, 1491.
- [8] Williams, D. A. et al., 2000, J. Geophys. Res. Planets 105, 20189.
- [9] Hiesinger, H. et al., 2011, GSA Spec. Pap. 477, 1.
- [10] Hiesinger, H. et al., 2002, Geophys. Res. Lett. 29, doi:10.1029/2002GL014847.
- [11] Brown, W. E. et al., 1974, Proc. Lunar Sci. Conf. 5th, 3037.
- [12] Schaber, G. G., 1973, Proc. Lunar Sci. Conf. 4th, 73.
- [13] Shearer, C. K. et al., 2006, Rev. mineralogical geochem. 60, 365 (Chantilly: Mineralogical Soc. Am.)
- [14] Korenaga, J. and Karato, S., 2008, J. Geophys. Res. Solid 113, doi:10.1029/2007JB005100.
- [15] Ziethe, R. et al., 2009, Planet. Space Sci. 57, 784.
- [16] Neumann, G. A. et al., 1996, J. Geophys. Res. Planets 101, 16841.
- [17] Jolliff, B. L. et al., 2000, J. Geophys. Res. Planets 105, 4197.
- [18] Wieczorek, M. A. et al., 2012, Science 339, 671.
- [19] Schultz, P. H. and Anderson, R. R., 1996, GSA Spec. Pap. 302, 397.
- [20] Meyer, J. et al., 2010, Icarus 208, 1.
- [21] Ryder, G., 2002, J. Geophys. Res. Planets 107, doi:10.1029/2001JE001583.
- [22] Morbidelli, A. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 355, 144.