

Title	4.2.3 構造地質学
Author(s)	石山, 謙; 熊本, 篤志; 山口, 靖 他
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 125-145
Version Type	VoR
URL	<a href="https://doi.org/10.18910/83242">https://doi.org/10.18910/83242</a>
rights	
Note	

*Osaka University Knowledge Archive : OUKA*

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

Osaka University

#### 4.2.3 構造地質学 [石山謙, 熊本篤志, 山口靖, 中村教博, 押上祥子]

月には、火山活動やテクトニクス（地殻変動）に起因する様々な地形が分布しており、それらの構造の形成過程の解明は、現在に至るまでの月の進化の描像を理解するために重要である。この節では、特にテクトニクスに起因する構造（テクトニック構造）に注目していく。近年、かぐや（SELenological and ENgineering Explorer, SELENE）、グレイル（Gravity Recovery and Interior Laboratory, GRAIL）、ルナ・リコネッサンス・オービター（Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO）による全球的な月探査により、詳細な月面の地形や地下構造が明らかになってきた。これらの観測によって発見された月のテクトニック構造とその形成にかかわるテクトニクスや、熱進化（熱史）モデルとの比較について解説していこう。ただし、ここでの月の熱進化は、月内部の冷却に伴う全球膨張・収縮の歴史を取り扱うものとする。

(a)では、(a-1)～(a-4)に分けて、月のテクトニクスを引き起こす主要な4つの原因（熱膨張、熱収縮、マスコン、潮汐力の変化）を説明し、測地学的観点から明らかとなってきた熱史への制約を紹介する。(a-5)ではそれらをまとめ、(b)で月の構造地質から将来の月探査計画への提言を行う。

##### (a) 月のテクトニクス

###### (a-1) 月の代表的なテクトニック構造

月の代表的なテクトニック構造は4つあり、岩脈（Dyke）、リッジ（Mare ridge）、ロベートスカープ（Lobate scarp）、直線状/弓状リル（Straight/Arcuate rille）である（図 4-14）。

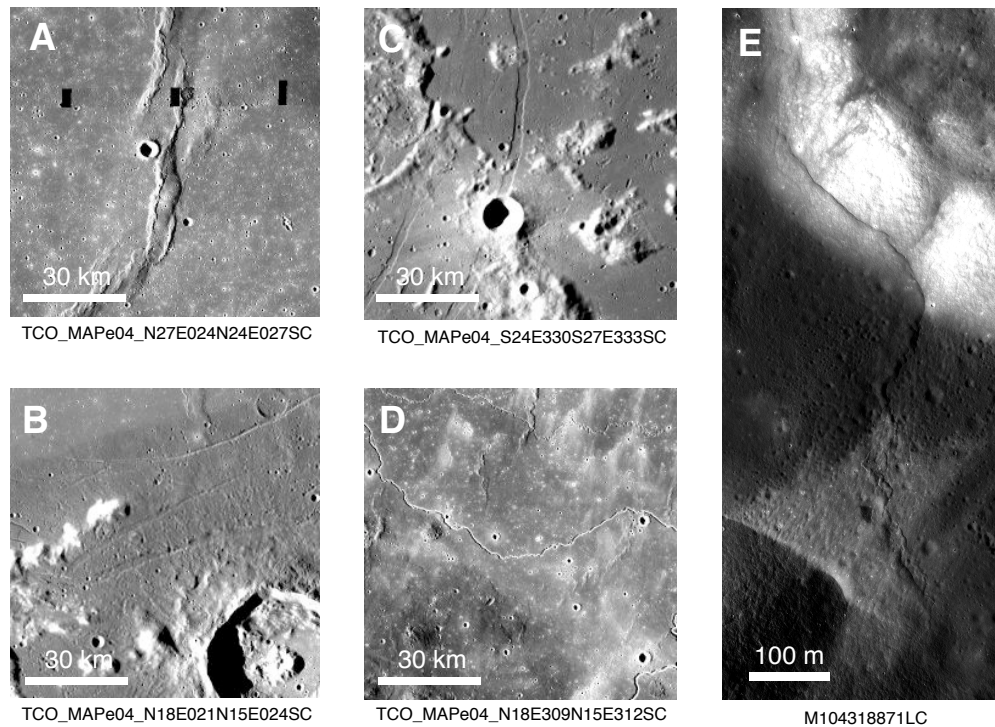


図 4-14 月の代表的なテクトニック構造. (A)リッジ. (B)線状リル. (C) 弓状リル. (D)蛇行リル. (E)ロベートスカープ. (A)~(D)は、かぐや地形カメラから得られた画像データ. (E)LRO に搭載されたカメラから得られた画像データ. 図の下には、それぞれ、該当するデータ番号を示す.

岩脈は、GRAIL の重力場探査で線状の重力異常 (Linear Gravity Anomaly, LGA) の発見により推定された地下の構造である (Andrews-Hanna et al. 2013).

リッジは、月の海領域内で水平方向の圧縮応力で形成されており、逆断層構造、衝上断層構造、褶曲構造であると考えられている (e.g., Watters 1988). これは、リンクルリッジ (Wrinkle ridge) と呼ばれることもある.

ロベートスカープは、海と高地の境界、または高地域内にあり、リッジよりも小規模である. 耳たぶ (lobe) のような崖に見えることに由来し、アポロ月探査計画時のパノラマカメラによる撮影や、LRO などによる月面の高解像度画像の取得によって全球的に発見された (e.g., Watters et al. 2010). これは、衝上断層構造であると考えられている (Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b).

直線状/弓状リルは、海・高地領域で、水平方向の引張応力で形成された地溝 (正断層構造) であり、断層線が直線状か弓状かで言葉の使い分けがされる. 間違えやすい言葉として、蛇行リル (Sinuous rille) があるが、これは、溶岩チューブの天井の崩壊や、

溶岩流の浸食などで形成された蛇行地形である。以降、直線状/弓状リルを「リル」と略し、蛇行リルを含めない意味の言葉として使用する。

#### (a-2) 月の全球膨張と全球収縮テクトニクス

月は、46～45億年前の時期に、マグマオーシャン (Lunar Magma Ocean, LMO) で覆われていたと考えられる(第3章)。LMO が次第に冷却し、マグマから鉱物が晶出することで、月の地殻とマントルが形成された。地球と同じように月でも、上部の地殻とマントルが冷えて非常に硬くなり、弾性的な振る舞いをする領域を弾性リソスフェアと呼ぶ(e.g., Brothie 1971; Basaltic Volcanism Study Project 1981)。ここでは、これを単にリソスフェアと呼ぶことにする。リソスフェアの形成後、放射性元素の崩壊による内部加熱によって月が全球的に膨張し、その後の放射性元素の枯渇や月面から宇宙空間への放射冷却によって月が全球的に収縮していったことが、月の熱進化モデルから推測されている(4.2.4節; e.g., Solomon and Head 1979)。全球膨張時には、月面上では引張応力場となり、マグマの通り道(地殻の割れ目など)にマグマが貫入して岩脈が形成される(Andrews-Hanna et al. 2013)。また、全球収縮時には、月面上では圧縮応力場となり、ロベートスカープやリッジのような地形が形成される(e.g., Binder and Gunga 1985)。月の全球膨張・全球収縮テクトニクスは、膨張・収縮している期間中に、月の地殻を構成する岩石(斜長岩、ノーライト、トロクトライト、玄武岩など(e.g., Wiczorek et al. 2001; Yamamoto et al. 2010) 引張・圧縮破壊強度を超えたとこかの時点で開始する。したがって、月の高地や海領域において、このような構造がある場合は、月の全球膨張と全球収縮に関する観測的な情報を得られるだろう。

#### <月の全球膨張地形の観測と熱史への制約>

2011～2012年に実施された米国のGRAIL衛星の観測によって、月の全球的な重力ポテンシャルの分布が、球面調和関数の展開係数として420次まで推定可能な分解能(月面で～13 km)で測定された(e.g., Zuber et al. 2013)。近年では、より高次までのデータも公開されており、高次の係数が含まれるにつれて、より細かい分布を調べることが可能になる。この観測データから、月のブーゲー異常が計算された(図 4-15A)。ブーゲー異常とは、月面の地形を考慮して、月地下の密度情報を与えるもので、プラスならば地下に密度が高いものがあり、マイナスならば地下に密度が低いものがあることを示唆する。月の海領域は主にプラスであり、地殻よりも密度の高いマントル物質が月面付近まで盛り上がっている(つまり、地殻マントル境界が浅い)と解釈されている(e.g., Neumann et al. 1996)。ブーゲー異常の勾配から短い空間スケールの構造を強調した結果、月の高地や海領域において、線状の重力異常(LGA)が発見された(図 4-15B)(Andrews-Hanna et al. 2013)。LGAの水平方向の長さは140～1080 kmにも及ぶ(Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016)。LGA上でブーゲー異常を調べると正の重力異常を示しており、LGAの下には密度の高い岩石が存在していることが明らかとなった。この構造は、おそらく、密度の低い地殻中に密度の高い火成岩が貫入して形成した岩脈だろうと解釈できる。発

見された LGA は、LGA 上とその周りのブーゲー異常値の差によって 2 グループ（鮮明なもの和不鮮明なもの）に分類された。鮮明な LGA（総数 20 個）は平均で 91 mGal、不鮮明な LGA（総数 44 個）は平均で 28 mGal であり、鮮明な LGA には番号が振られた (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016).

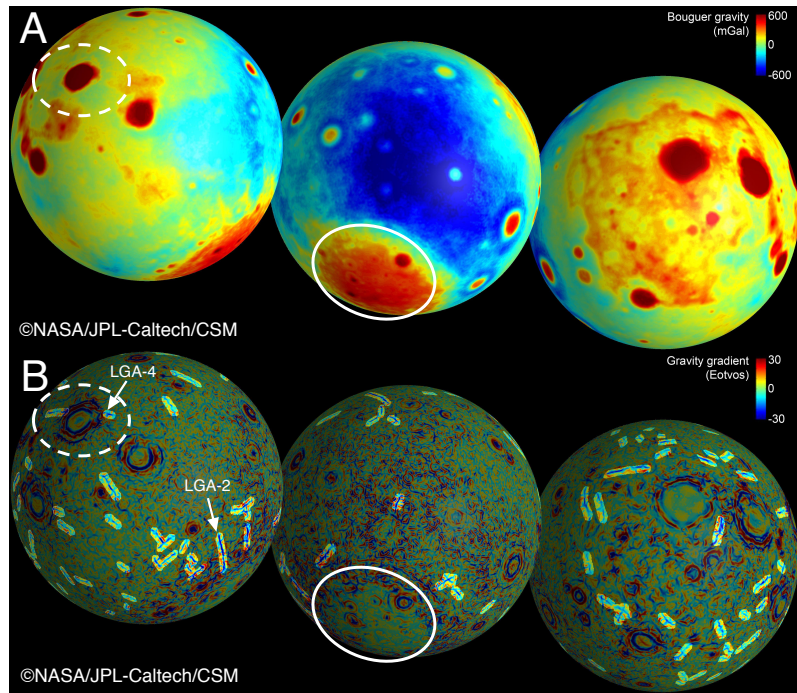


図 4-15 GRAIL から測定された月全球の重力場分布 (Andrews-Hanna et al. (2013) の図 1 と同じデータ)(NASA/JPL で公開されている画像に文字を記入)。(A)月のブーゲー異常マップ。(B)ブーゲー異常の水平方向の勾配マップと、線状の重力異常 (LGA) の分布。白の点線の丸は危難の海の場合、白の実線の丸は南極エイトケン盆地の場所を示す。鮮明な LGA には、1~20 の番号が付けられている (Sawada et al. 2016)

LGA-4 に注目すると、危難の海を横切っており、LGA 構造が盆地外で鮮明、盆地内で不鮮明になっている(図 4-15B)。これは、LGA 構造が形成された後に、盆地形成による LGA 構造の破壊によって、鮮明なものから不鮮明なものになったと考えられる。つまり、LGA-4 は、月の盆地形成時代の後期重爆撃期 (Late Heavy Bombardment, LHB, 40~38 億年前 (e.g., Ryder 2002)) よりも前に作られたものだと考えられる。また、高地領域の鮮明な LGA はランダムに分布しており、軌道進化による潮汐テクトニクスから期待される特徴的な引張応力場分布とも一致してないことから (a-4)、月の全球膨張テクトニクスに起因していると考えられる (Andrews-Hanna et al. 2013).

観測された鮮明な LGA 上のブーゲー異常値を説明するため、地殻内に岩脈を想定した平板を仮定し、岩脈の上下端の深さ、岩脈の幅、岩脈内外の密度差をパラメーターとして、重力異常のモデル計算から観測結果を満たすように最適な値が推定された (Andrews-Hanna et al. 2013). 月の地殻は、玄武岩よりも密度が低い斜長岩やノーライト、トロクトライトで構成され、衝突過程によるクラックの生成により、その平均密度は  $2550 \pm 250 \text{ kg m}^{-3}$  である。月の岩脈を構成する火成岩の密度は、月の海の玄武岩の密度を参考にすると、 $3100 \sim 3350 \text{ kg m}^{-3}$  程度である。したがって、地殻と岩脈を構成する岩石の密度差は  $550 \sim 800 \text{ kg m}^{-3}$  と推定される。また、岩脈の下端の深さを地殻とマントル境界 (40~60 km) と仮定すると、例えば、南極エイトケン盆地の西側に位置する LGA-2 では、最適な岩脈の幅が 7~20 km、上端の深さが 14~21 km と推定された (Andrews-Hanna et al. 2013).

さらに、鮮明な LGA の地下の岩脈情報から、全球膨張前後の月半径差( $\Delta R'$ )を推定できる。全球膨張後の月の表面積が、単純に、岩脈による月面の伸びの総面積( $S$ )と全球膨張前の月の表面積の和になるとすると、 $\Delta R'$ は、

$$\Delta R' \sim \frac{S}{8\pi R'} \quad (4-1)$$

と近似できる (Sawada et al. 2016 など)。ここで、 $R'$ は月の初期半径(46 億年前の半径)である。 $S$ は、

$$S = L \cdot w \quad (4-2)$$

となり、 $L$ は岩脈の月面上の全長 (5300 km)、 $w$ は岩脈の幅 (5~40 km) である。 $R'$ は現在の月半径とは当然異なると考えられるが、ここでは仮に、 $R'$ が現在の月半径(1737.4 km)から、 $\pm 40 \text{ km}$  程度の範囲に収まっていたと考えてみよう。その場合、月は、全球膨張前の半径から 0.6~5.0 km 程度膨張していたと考えられる (Andrews-Hanna et al. 2013).

LGA が全球膨張テクトニクスによって形成されたとすると、月面の地形にも影響し、リルや岩脈の荷重による月面の沈降(たわみ)によって、谷地形が形成されると期待される (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016). 鮮明な LGA について、それらの中心から 300 km の範囲の表面地形を調査した結果、約 9 割の鮮明な LGA 上の月面には、40~1400 m 程度の深さ、100~400 km 程度の幅をもつ地形があることが確認された (Sawada et al. 2016 の図 1).

Sawada et al. (2016) は、LGA 上の谷地形がリルであると考え、その形成年代の推定を試みた。例えば、リルの形成時に月面が振動し、リル内のクレーターが消失したと考えると、その後の小天体の衝突によってクレーターがリル内に新たに形成される。つまり、リル形成前のクレーターは変形すると予想されるが、そのようなものは見つからないため、リル内のクレーターをカウンティングし、高地領域でもクレーター年代学が成り立つと仮定することで、リルの形成年代を制約できる。結果として、リルの形成年代

は、高地領域では42.8~41.2億年前、海領域では41.9~38.2億年前と推定された (Sawada et al. 2016). したがって、42.8億年前に、月地殻の引張破壊強度を上回る引張応力が発生したことで月の全球膨張テクトニクスが開始し、38.2億年前までには終了したことがわかる.

月の全球膨張過程による月半径の進化は、これまで、月の熱進化モデルにより計算が進められてきた (e.g., Solomon and Chaiken 1976; Solomon and Head 1980; Binder and Gunga 1985). これらのモデル計算では、月の岩石試料や熱流量、月震波観測による月の内部構造、月誕生時のLMOの厚さ(深さ方向の温度分布)、月の初期半径、月中心部の温度を計算パラメーターに代入し、LMOの厚さを変数とした(図4-16). 加えて、モデル計算結果に観測的制約を与える観点から、月の海領域におけるリルとリッジの空間分布も考慮された.

例えば、厚いLMOモデル(外側800 kmが溶け、月中心が400°Cのモデル; 図4-16の紫の曲線)の場合、月の表層を占めるマグマの割合が多いため、月の深部がすでに温かい状態になってしまっており、月は初期半径から膨張することができず( $\Delta R' < 0.0$  km) (Solomon and Chaiken 1976), 縮むだけであり、観測で判明している月の全球膨張を説明することは難しい. 一方、薄いLMOモデル(例えば、外側300 kmが溶け、月中心が300°Cのモデル; 図4-16の青の曲線)の場合、上部の熱が冷えた深部を温める効果が厚いLMOモデルよりも強くなり、月は現在よりも~1.8 km程度小さい月の初期半径を仮定すると、それから~3 km程度膨張することができる (Solomon 1977; Solomon and Head 1980). これは、LGAの観測から推定された月の全球膨張( $\Delta R' = 0.6 \sim 5.0$  km)をうまく説明することができ、薄いLMOモデルを支持している (Andrews-Hanna et al. 2013). したがって、月の初期半径を上記では仮定したが、それは、モデル計算と比較することで、議論できるパラメーターである.



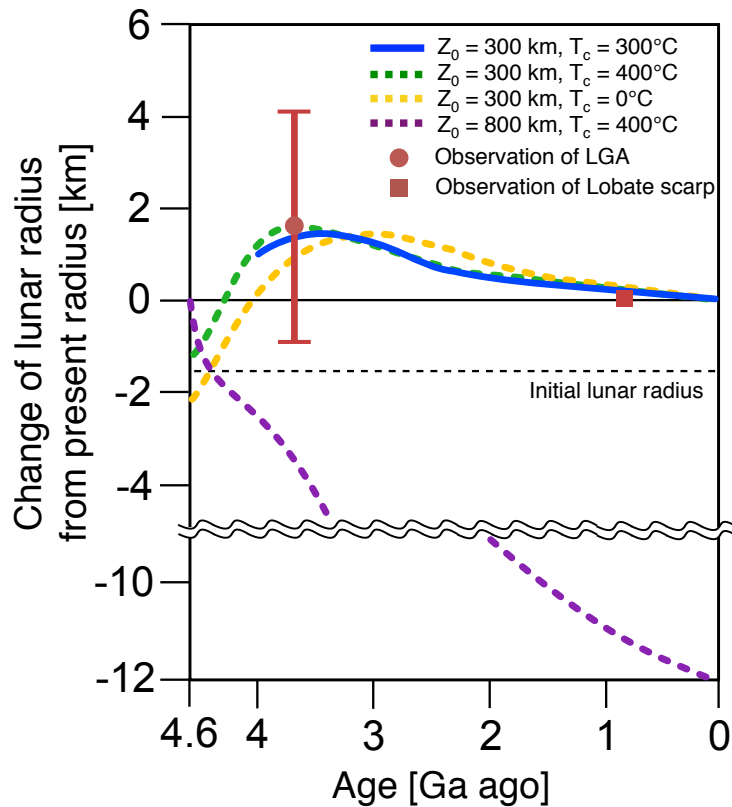


図 4-16 LMO モデルによる各年代の月半径の計算結果。 $Z_0$  は LMO の厚さ、 $T_c$  は月中心温度。青の実線は、月の外側 300 km が溶け、月中心が 300°C のモデル (Solomon and Head 1980)。緑の点線は、月の外側 300 km が溶け、月中心が 400°C のモデル (Solomon 1977)。黄色の点線は、月の外側 300 km が溶け、月中心が 0°C のモデル (Solomon 1977)。紫色の点線は、月の外側 800 km が溶け、月中心が 400°C のモデル (Solomon and Chaiken 1976)。黒の点線は、緑と黄色の曲線から大まかに予想される青色の曲線の月の初期半径 (46 億年前)。この半径は、今の月半径より ~1.8 km 程度小さい。赤の丸と四角は、それぞれ、LGA とロベートスカープの観測結果から示唆された月半径 (Watters et al. 2010; Andrews-Hanna et al. 2013)。LGA の観測結果に基づく全球膨張前後の月半径差は、月中心が 300°C の場合に予想される月の初期半径 (黒の点線: -1.8 km) から膨張したと仮定している。

#### <月の全球収縮地形の観測と熱史への制約>

アポロ 15 号、16 号、17 号のパノラマカメラは、月の赤道付近でのみ撮影したが、そこで、線状/弓状のロベートスカープを発見した (e.g., Schmitt and Cernan 1973; Binder and Gunga 1985)。また、近年、LRO に搭載された地形カメラ (LROC, 空間分解能 0.5~2.0 m/pixel, レンジ分解能 1~3 m) やレーザー高度計 (LOLA, 空間分解能 56 m/pixel, レンジ分解能  $\pm 0.1$  m) による月面の高分解能画像により、アポロのパノラマカメラで撮影



されなかった高緯度帯（ $60^\circ$ 以上）を含む領域でロベートスカープの分布が調査され、ロベートスカープが海や高地領域でも発見された（図 4-17A, B, C）（Watters et al. 2010, 2015; Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b）。ロベートスカープの長さは  $0.6\sim 21.6$  km（平均で 6 km），隆起の量は  $5\sim 150$  m（平均で 35 m），幅は  $0.3\sim 3$  km，最大の表面傾斜角は  $5\sim 29^\circ$ であった（Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b）。

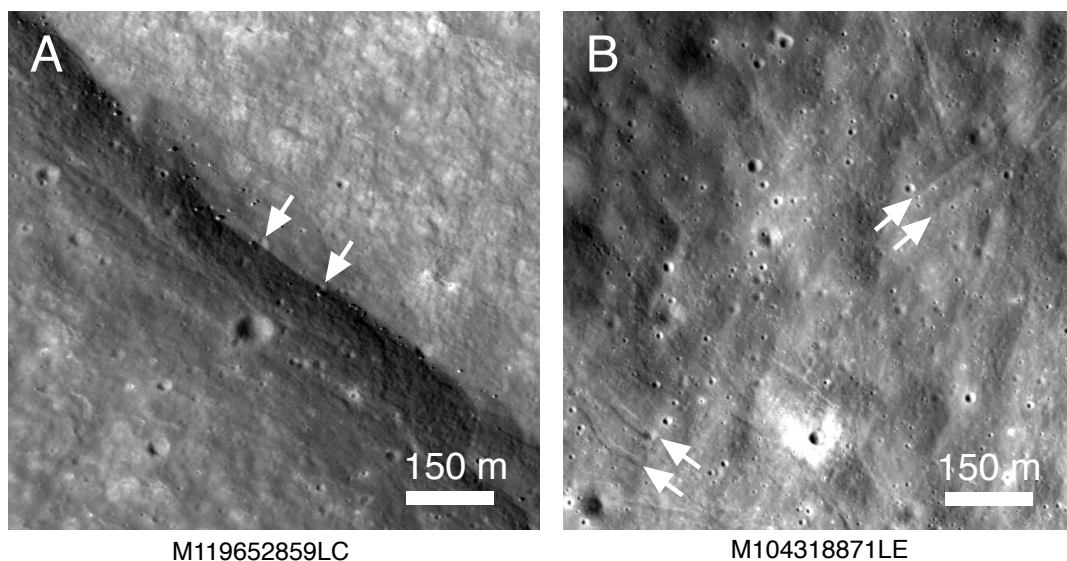


図 4-17 LROC によって観測された月のロベートスカープ付近の拡大画像（Watters et al. (2010) の図 1B と 4A と同じ場所）。図の下には、それぞれ、該当するデータ番号を示す。(A) Lee-Lincoln scarp ( $\sim 20.3^\circ\text{N}, 30.6^\circ\text{E}$ ) の拡大画像。これは高地と海領域の境に形成している。Lee-Lincoln scarp が、直径約 12 m のクレーターと直径 7 m のクレーター（白の矢印）を変形させている。(B) Lee-Lincoln scarp 近傍のリル（白の矢印）。

これまでの所、ロベートスカープは、LROC の画像から地形特有の影を月面の約 7 割で探した結果、少なくとも、3200 個程度あると考えられている（Watters et al. 2015）。ロベートスカープの最も古い形成年代は、断層の形成によって変形したクレーターから推定された（e.g., Watters et al. 2010）。LROC による画像の解析では、直径 50 m 以下のコペルニクス代（約 8 億年前）に形成された小さなクレーターのみが変形している（図 4-17A）（Binder and Gunga 1985; Watters et al. 2010）。したがって、月のロベートスカープの観測から、8 億年前以降には、月地殻の圧縮破壊強度を上回る圧縮応力を生じるような全球収縮テクトニクスが働いていたと考えられる。

さらに、数値計算（断層モデル）から、ロベートスカープの地形を再現できる断層面を推定したところ、断層の滑り量は  $18\sim 62$  m，断層の傾斜角は  $35^\circ\sim 40^\circ$ ，断層の最大深

さは 220~900 m であった (Williams et al. 2013b). この断層の滑りや岩脈の貫入に起因して形成されたと思われる小さなスケールのリル (平均で, 幅約 26 m, 長さ約 179 m) が, ロベートスカープから~8 km 以内で多く見つかっている(図 4-17B) (Watters et al. 2010, 2012; French et al. 2015). 加えて, Hoek-Brown 破壊条件を使うことによって, 断層面の最大深さにおける岩石の破壊強度が 3.5~18.6 MPa 程度と推定され, この圧縮応力値でロベートスカープが形成できることが判明した (Williams et al. 2013b). さらに, 断層の傾斜角(35°~40°)と滑りの量から月面の収縮量が計算され (Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b), 1つのロベートスカープは, 6~214 m (平均で 42~50 m) 程度, 月面を水平方向に収縮させていることが明らかになった.

ロベートスカープの成因は, 全球収縮テクトニクスではなく, 潮汐テクトニクス(a-4)による可能性も指摘されたが, 潮汐によって生じる月面の応力値は~10-1 MPa 程度であり, それはロベートスカープの形成に要する圧縮応力値よりも低いため, 潮汐によってロベートスカープは形成されない (e.g., Watters et al. 2010). もしロベートスカープの成因が, 月の全球的な収縮によるものだとすると, ロベートスカープによる月面収縮の総面積  $S$  から, 式(4-1)を使って, 月の半径の減少量( $\Delta R$ )を計算することができる. 式(4-1)の  $R'$  は現在の月半径( $R = 1737.4$  km)とし,  $S$  は,

$$S = n \cdot \mathcal{L} \cdot u \quad (4-3)$$

で見積もる. ここで,  $n$  はロベートスカープの数(=3200 個),  $\mathcal{L}$  はロベートスカープの平均長 (=6 km),  $u$  は 1つのロベートスカープによる月面の平均の収縮量 (=42~50 m) である. 計算すると, 過去 8 億年の間に, 月の半径の減少は 20 m 程度となる(図 4-16). しかし, 月面の約 3 割でロベートスカープは未解析であり (Watters et al. 2015),  $n$  は今後の調査で増える可能性があるため, この値は最低値であろう. 観測されたロベートスカープは, 過去 8 億年以内に形成されていることから, ロベートスカープから見積もられた 3.5~18.6 MPa の圧縮応力は, 月の全球的な収縮に伴う最低の圧縮応力値とみなしてよいだろう(図 4-18) (Williams et al. 2013b).

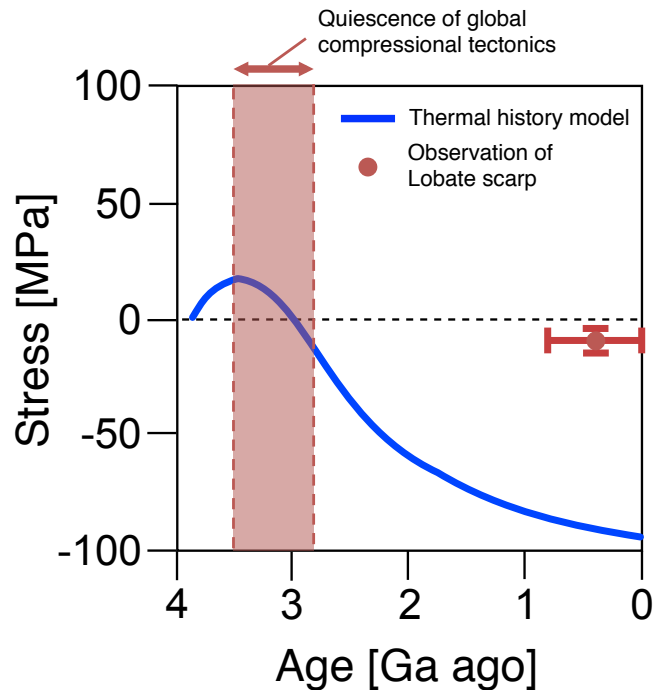


図 4-18 時間に伴う月面に対して水平方向にかかる応力変化. プラスの応力値は引張応力場, マイナスの応力値は圧縮応力場である. 赤の誤差バーを持つ範囲は, ロベートスカープから推定された月の全球的な圧縮応力値 (Williams et al. 2013b), 赤の点線で囲まれた範囲は, 晴れの海のリッジの解析から同定された月のテクトニクスが静止している期間 (35.5~28.4 億年前の間) (Ono et al. 2009). また, 28.4~0 億年前の間に, 月の全球的な冷却が支配的になり, 晴れの海の南側のリッジが形成されたと考えられる (Ono et al. 2009). 青の曲線は, 薄い LMO モデル (月の外側 300 km が溶け, 月中心が 300°C) の計算結果 (Solomon and Head 1980).

最後に, ロベートスカープの観測から推定された月半径の収縮量と圧縮応力値を月の熱進化モデルと比較してみよう. 厚い LMO モデル (外側 800 km が溶け, 月中心が 400°C の冷えたモデル; 図 4-16 の紫の曲線) の場合, 過去 8 億年の間で, 月の半径は 1 km 程度も減少し (Solomon and Chaiken 1976), ロベートスカープからの推定値 (>20 m) とは大きく異なる. このモデルから予想される月表層への圧縮応力は最大で約 350 MPa となる (Binder and Gunga 1985). この圧縮応力値は, 月の海領域におけるリッジを形成するのに十分な応力値であるが (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001), 圧縮応力値と地形のスケールには関係があると考えられており (e.g., Watters et al. 2010), もし, この圧縮応力が全球にかかるとすれば, 高地にもリッジやロベートスカープが形成されうる. しかし, 実際の高地には, リッジよりも小さいスケールのロベートスカープしか見つからないため, 圧縮応力は 350 MPa より低かったと考えられる (e.g., Watters et al. 2010).

一方で、薄い LMO モデル（外側 300 km が溶け、月中心が 300°C のモデル、図 4-16 の青の曲線）の場合、内部が冷えているため、過去 8 億年間に、月の半径の減少は最大でも 200 m 程度で、過去 39 億年間の期間で見れば、高地や海領域には、厚い LMO モデルの場合よりも低い圧縮応力（約 100 MPa）がかかりうる（図 4-18）（Solomon and Head 1980）。したがって、ロベーツカーブの観測から示唆される月半径の収縮量と圧縮応力値は、厚い LMO モデルよりも、薄い LMO モデルと整合的である（e.g., Watters et al. 2010）。加えて、マスコンテクトニクス（a-3）でも後述するように、全球収縮テクトニクスは、レーダー観測から、35.5～28.4 億年前の間では、働いていなかったと考えられており、薄い LMO モデル計算からは、この時期は全球的な引張応力場になることから（図 4-18）、薄い LMO モデルが支持される

#### (a-3) マスコンテクトニクス

月の誕生後、後期重爆撃期（約 40～38 億年前（e.g., Ryder 2002））において、月には多くの彗星（ $\sim 9 \times 10^{18}$  kg）や小惑星（ $3 \sim 8 \times 10^{18}$  kg）が約  $21 \text{ km s}^{-1}$  の速度で衝突し、盆地が形成されている（Gomes et al. 2005）。盆地は、多重リング構造を持ち、盆地内部を直径 150～1340 km に渡り溶岩が埋めることによって、月の海領域が形成されている（e.g., Solomon and Head 1980）。月の重力場観測によって作成されたブーゲー異常マップ（図 4-15A）は、海領域の地下に周辺の高地領域よりも密度の高い物質の存在を示唆し、地殻・マントル境界面が地下で隆起していることが推定された（e.g., Neumann et al. 1996; Andrews-Hanna et al. 2013）。地殻を構成する岩石よりも密度の高い玄武岩質溶岩が分布する海の領域を Mass concentration の略として、マスコン（Mascon）と呼ぶ。

月の海領域での火山活動は、40～30 億年前で非常に活発的であり、その後、非活発的になるが、26 億年前と 20 億年前に再度活発的になり、活発度を変えながら 15 億年前まで続いたとクレーター年代学から推定されている（Morota 2011; Morota et al. 2011a）。ただし、月の海の玄武岩を含む月隕石の存在から、月の火山活動は 43.5 億年前にはすでに始まっていたと考えられている（Terada et al. 2007）。40 億年前以降、衝突盆地内に堆積した溶岩の荷重は、弾性体として振る舞うリソスフェアをたわませると考えられた（e.g., Solomon and Head 1979）。したがって、荷重の周辺付近には引張応力場、荷重の中心付近には圧縮応力場が形成され、荷重の周辺付近にはリル、荷重の中心付近にはリッジが同時に形成されると期待された（e.g., Solomon and Head 1979）。ここでは、玄武岩荷重を駆動力とするテクトニクスをマスコンテクトニクスと呼ぶ。マスコンテクトニクスは、盆地形成後に起こるものであるため、後期重爆撃期以降に開始すると考えられる。月の海に、リルやリッジがある場合、リソスフェアの進化過程に関する観測的な情報を与えることができるだろう。

<リルとリッジの観測と熱史への制約>

月の海の端において、リルが見られる (図 4-14B, C). それらの幅は 1~5 km, 深さは 50~400 m, 長さは 7~1203 km で, 全部合わせた長さは 17000 km に及ぶ (Lucchitta and Watkins 1978; Golombek 1979; Watters and Johnson 2010).

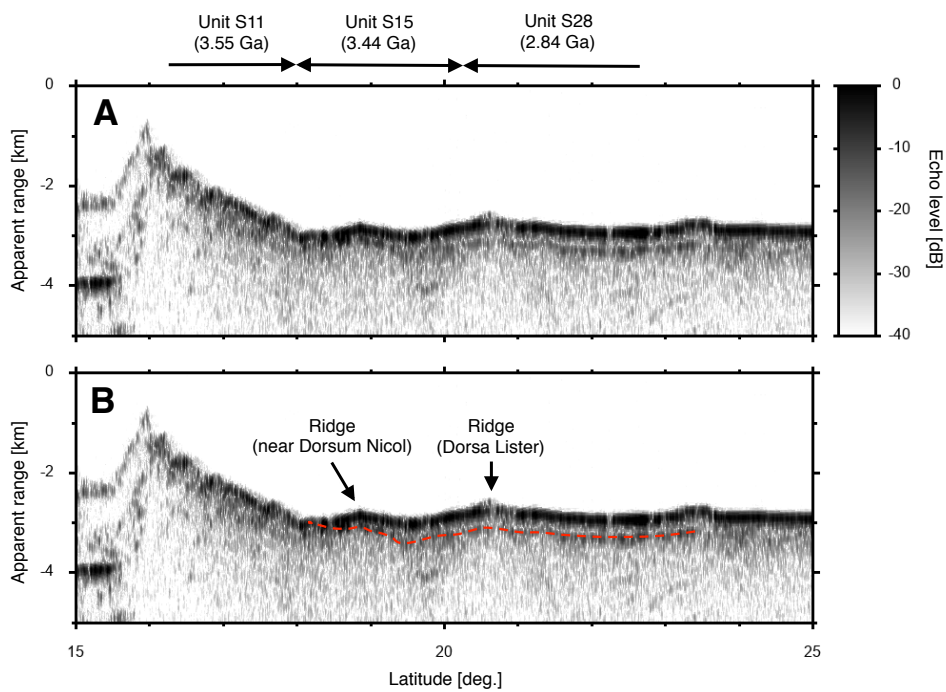


図 4-19 かぐや LRS によって観測された晴れの海の表層構造 (Ono et al. 2009 の図 3 の軌道近傍のデータ). (A) 晴れの海南部のレーダーグラム. 深さは見かけの深さを示す. グレースケールは, エコーの反射強度であり, 黒色ほど強い反射を示す. 横方向の矢印は, 溶岩ユニット境界範囲を示し, クレーター年代学に基づく溶岩ユニット S11, S15, S28 の形成年代は それぞれ 35.5 億年, 34.4 億年, 28.4 億年である (Hiesinger et al. 2000). (B) LRS が観測した地下反射面 (赤点の曲線). 海の内側には 2 つのリッジ (Dorsum Nicol 近傍のリッジと Dorsa Lister) が見え, その下に, 地下反射面がある. これは, S11 と S15 の溶岩ユニット境界に露出しており, S11 の埋まった表面であることがわかる.

それらの形成年代は, クレーター年代学から, ~34 億年前以前であることが明らかになった (Lucchitta and Watkins 1978). 盆地の形成後に, 海領域周辺にリルが形成されていることから, この形成年代は 40~34 億年前の間と推定され, その地形学的分布の特徴から, マスコネクトニクスに起因した正断層によるものと考えられている (Lucchitta and Watkins 1978; Golombek 1979). リルの地形から幾何学的に断層面の傾斜角と深さも推定され, それぞれ, 平均で~60° (45°~97°), 1~3 km であった (e.g., McGill 1971; Golombek 1979).

一方、月の海領域の内側には、マスコンテクトニクスに特徴的なリッジが形成しており (図 4-19), 盆地中心からある半径をもつ円状のもの, 複数が平行して伸びたもの, 孤立して細長く伸びたものなど, 様々な形状が見つまっている (e.g., Yue et al. 2015). リッジの幅は  $10^2 \sim 10^4$  m のオーダー (平均 3~4 km), 高さは  $10^1 \sim 10^2$  m のオーダー (平均 300~400 m), 長さは  $10^3 \sim 10^5$  m のオーダーで, 全部合わせた長さは 25560 km にもなる (Watters 1988; Yue et al. 2015; Daket et al. 2016). リッジと年代決定された溶岩ユニット (e.g., Hiesinger et al. 2000; Hiesinger 2003) の層序からすべてのリッジは, 相対的にリルよりも新しい時代 (<~34 億年前) のものが多いこと (e.g., Solomon and Head 1980), 中には, 約 30~21 億年前に形成されたものや, 21 億年前以降に形成されたものもあることが明らかにされている (Daket et al. 2016). リッジの成因は, 火山活動, マスコンテクトニクス, 全球収縮テクトニクスなど, 複数考えられるため (Watters 1988), これらの検証を目的として, レーダーサウンダーによる地下構造の探査が行われた.

1972 年に, 米国のアポロ 17 号に搭載された Apollo Lunar Sounder Experiment (ALSE, レンジ分解能 150 m) による月の地下構造探査では, 晴れの海において, 月面から約 2.7 km と約 4.7 km の見かけの深さの地下反射面が検出された. 観測された地下反射面はリッジの周辺で傾斜していたが, 月面のクラッター (月面の凸凹による電磁波の散乱) により, リッジ上では地下反射面が不明瞭であった (e.g., Maxwell 1978; Peeples et al. 1978). 2007~2008 年には, 日本の「かぐや」に搭載された Lunar Radar Sounder (LRS, レンジ分解能 75 m) によって全球地下構造探査が行われ, 主に 8 つの海領域 (嵐の大洋, 湿りの海, 雨の海, 晴れの海, 氷の海, 神酒の海, 危難の海, スミス海) で, 地下反射面が検出された (Ono et al. 2009; Pommerol et al. 2010; Oshigami et al. 2014). LRS が検出した地下反射面は, 全海領域の約 9 % ( $0.6 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) で観測され, その見かけ深さは約 200~1600 m であった (Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009, 2014). 月のリッジで検出した地下反射面からは, 地下層へのマグマの貫入によるラコリスのような地下構造が見つからなかったことから, リッジは, 水平方向の圧縮応力に起因する褶曲によって形成されたことが判明した (Ono et al. 2009). このようなリッジの地表・地下構造は, 火山起源ではないと考えられる.

レーダーが検出した地下反射面の実際の深さ( $d$ )は, 見かけの深さ( $d_{\text{radar}}$ )と地下層のバルク誘電率( $\epsilon_{\text{bulk}}$ )から,  $d = d_{\text{radar}} / \sqrt{\epsilon_{\text{bulk}}}$  で計算できる. 見かけ深さは, 実際の深さとは異なり, 地下層を真空 (つまり, 地下層の誘電率を 1) と仮定した深さに相当する. アポロサンプルによると, バルク誘電率は, レゴリスで 4 以下, 岩石で 4 以上である (e.g., Carrier et al. 1991). 「かぐや」レーダーと地形・分光カメラの観測データから, 湿りの海の玄武岩表層約 200~300 m は, バルク誘電率 2.8~5.5 と推定され, 数十億年にわたる隕石衝突により空隙に富んだ地質になっていることが示唆された (Ishiyama et al. 2013). これはアポロ 17 号の月震波観測の結果 (e.g., Cooper et al. 1974) とも整合的である. もし,  $\epsilon_{\text{bulk}} = 5.5$  とすれば, 雨の海における LRS で検出した地下反射面の最大の見かけ深さは 1600 m であるため (Oshigami et al. 2009), その実際の深さは約 680 m と推定

される。この深さは、雨の海の最大厚さ（重力場からは 2.45 km (Gong et al. 2016), 地形からは~5.2 km (Williams and Zuber 1998)) と比べると非常に薄いため、LRS が検出している地下反射面は、海の基底（海と高地の境界）ではなく、月面や海の中の溶岩と溶岩の間に堆積した古いレゴリス層であると考えられる (e.g., Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009; Kobayashi et al. 2010b).

「かぐや」レーダー観測によって、晴れの海の南に位置するリッジ (Dorsum Nicol と Dorsa Lister の付近) の地下構造が調査された (図 4-19A)。LRS 観測からは、これらのリッジの下では、地下反射面が月面に平行しており (図 4-19B), これは、最初に溶岩流が水平に堆積していき、その後、水平方向の圧縮応力を受け、褶曲構造をもつリッジが形成されたと考えられる。リッジ形成後に、溶岩流が堆積したならば、リッジによって塞ぎ止められた構造が形成されるが、そのような構造にはなっていない。リッジ上の溶岩の形成年代は、クレーター年代学の結果に基づき (Hiesinger et al. 2000), Dorsum Nicol 上では 32.6 億年前、Dorsa Lister 上では 28.4 億年前と推定された (Ono et al. 2009 の図 3 を参照)。さらに、褶曲した地下反射面は、月面上に露頭があり、地質マップから、35.5 億年前の溶岩表面に対応することも判明した (図 4-19B) (Ono et al. 2009)。したがって、リッジの形成史をまとめると、35.5 億年前の溶岩上に 28.4 億年前までに溶岩が堆積していき、その後、28.4 億年前よりも新しい時代に圧縮応力がかかり、褶曲したことで Dorsum Nicol と Dorsa Lister などのリッジが形成したと考えられる。

さらに、有限要素法による晴れの海の構造に基づいた応力場解析によると、Dorsum Nicol と Dorsa Lister 周辺の海の端に位置するリッジは、マスコンテクトニクスに由来する圧縮応力だけでは海に横たわる玄武岩の破壊強度を上回ることができず、薄い LMO モデルから予測される現在の月の全球的な収縮による圧縮応力 (~100 MPa) を加える必要があった (図 4-18) (Freed et al. 2001)。つまり、Dorsum Nicol と Dorsa Lister は、月の全球収縮とマスコンによる 2 つの圧縮応力により形成されたことが示唆された (Ono et al. 2009)。この観点から、35.5~28.4 億年前の間は、圧縮応力が小さかったことがわかり、28.4 億年前以降に全球収縮テクトニクスが開始したと考えられる。これは、全球収縮テクトニクス由来のロベートスカープの形成年代 (< 8 億年前 (Watters et al. 2010)) とも整合している。ただし、Ono et al. (2009) による月の収縮過程の描像は、晴れの海のみ結果に基づいているため、他の海領域でも整合するかを今後、確認する必要があるだろう。

海の端にあるリルと海の内側にあるリッジの特徴的な応力場分布および、それらの形成年代 (リルは主に約 34 億年前以前、リッジは主に約 34 億年前以降) を説明するため、マスコンテクトニクスのモデルを使って、月面上の応力場分布の時間発展が計算された (Solomon and Head 1980)。この計算では、リソスフェア厚およびその上に堆積した玄武岩荷重の時間発展が変数となっており、月の表側の 8 つの海で観測結果を説明できる最適なリソスフェア厚が推定された。それによると、リソスフェア厚は、約 38~36 億年



前で約 40~75 km, 約 32~30 億年前で約 100~150 km と推定された (図 4-20) (Solomon and Head 1980). リソスフェアの厚さは月の内部温度を反映するため (e.g., Brothie 1971; Basaltic Volcanism Study Project 1981; Spohn et al. 2001), 月マントル内の温度分布の時間発展 (熱進化) に強い制約を与える. リソスフェアの底の温度は, 例えば, 地球の海洋リソスフェアでは 700°C と推定されているが, 月では地球よりもドライな天体であるため, 地球よりも高い温度 (700~900°C) であると考えられている (Hess and Parmentier 2001). リルとリッジから推定されたリソスフェア厚と薄い LMO モデルの温度情報から得られたリソスフェア厚 (図 4-20) からは, 70~110 km Ga<sup>-1</sup> の速度で, リソスフェアが成長したと示唆される.

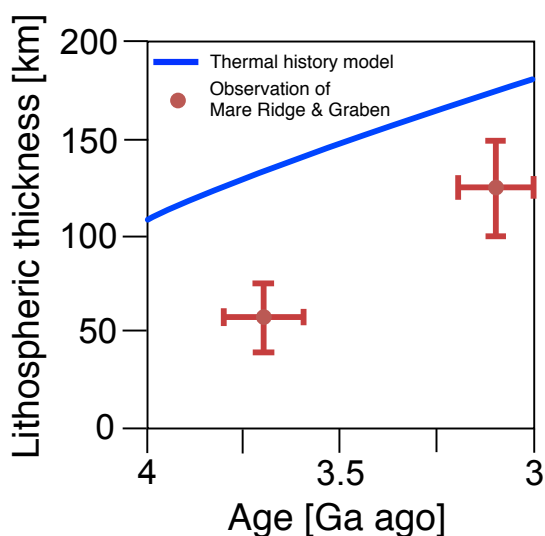


図 4-20 リソスフェア厚の時間変化. 赤の誤差棒は, マスコンテクトニクスモデルと観測されたリッジとリルの比較から推定されたリソスフェア厚と年代の範囲を示す (Solomon and Head 1980). 青の曲線は, 薄い LMO モデル (月の外側 300 km が溶け, 月中心が 300°C) によるリソスフェア厚の計算結果 (Solomon and Head 1980). ただし, 地殻およびマントル温度が 800°C 以下となる上部マントル領域をリソスフェアとして厚さを定義した (e.g., Spohn et al. 2001).

#### (a-4) 潮汐テクトニクス

月は, 地球の重力に起因する潮汐力により, 球形からラグビー状の楕円体に, または, ラグビー状の楕円体から球形に変形する. 潮汐変形の度合いは, 月と地球の距離の 3 乗で変化し, 月が地球に近ければ近いほど大きくなる (e.g., Melosh 1980). 月中心から月面まで, 一番長くなる軸は月—地球方向, 中間の軸は公転面に対して接線方向, 一番短くなる軸は公転面に対して垂直方向である. 月と地球の距離は, 現在, 約 3.8 cm yr<sup>-1</sup> の割合で増加していることが, 月レーザー測距実験により分かっており, 月の誕生時は, 現在よりも地球に近かったと考えられている (e.g., Binder 1982). つまり, 月の軌道進化

により、月表面には潮汐変形に伴う潮汐応力が加わるため、月面上の地形が変形する可能性を検討する必要がある。ここでは、この変形を潮汐テクトニクスと呼ぶ。

#### <月面上の潮汐による応力場と地形の関係>

重力場観測から推定された線状の重力異常（LGA）は、約 38 億年前以前に形成されており、軌道進化に伴う変形を受けている可能性が検討された (Andrews-Hanna et al. 2013)。月の軌道進化に由来する月面上の地形は、アンダーソン型断層を仮定して推定された (図 4-21) (Melosh 1980)。その結果、月の表側の Sub-Earth 領域と裏側の Anti-Earth 領域（緯度  $\pm 30^\circ$ 、経度  $\pm 30^\circ$ 以内とその反対側）では東西方向の圧縮応力場による南北走向のリッジ、月の極域（緯度  $70^\circ$ 以上）は月の表から裏方向にかけての引張応力場によるリル、その他の領域では北西-南東方向や南西-北東方向の応力場による横ずれ断層構造の地形が予想された (Melosh 1980)。この予想された断層分布と LGA の分布 (図 4-15 と Andrews-Hanna et al. (2013) の図 1) と比較すると、LGA はランダムに分布しており、両者が明瞭に一致してないことから、潮汐に起因した地形ではないと考えられる。さらに、ロベートスカープは、過去約 8 億年の間に形成された構造であるが、その月全球分布 (Watters et al. (2015) の図 2) も軌道進化に由来する予想地形と一致していない。加えて、軌道進化計算に基づく過去億年間の圧縮応力は非常に小さいため、ロベートスカープに沿う最近の断層活動の駆動力は軌道進化ではないと考えられる (Watters et al. 2010)。また、確認のため、月の軌道計算 (Binder, 1982) と過去の月半径変化 (図 4-16) を仮定すると、過去 10 億年程度の間には月面上に蓄積される最大剪断応力は  $\sim 10^1$  MPa 程度にとどまっており、ロベートスカープの形成に要する圧縮応力値 (3.5~18.6 MPa (Banks et al. 2012)) を大きく下回ることから、ロベートスカープは潮汐力では作れないと考えられる (e.g., Watters et al. 2010)。

月の海に注目すると、晴れの海のリッジ ( $28^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}$ ) には、東西方向の圧縮応力に起因した南北走向のリッジがあり、軌道進化による応力場分布と似ている (Melosh 1980)。しかし、晴れの海の南や雨の海 ( $35^\circ\text{N}, 17^\circ\text{E}$ ) の南側には、北西-南東走向のリッジもあるため、必ずしも軌道進化による潮汐テクトニクスのみが寄与しているとは言えない。晴れの海にあるリッジやリルは、マスコンテクトニクスと月の全球収縮テクトニクスのみでも十分説明ができている (Freed et al. 2001)。また、リッジを作る圧縮応力は、数百 MPa 程度必要であり (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001)、同様に、 $\sim 40$  億年前からの現在までの非常に長い軌道進化を考えたとしても、最大剪断応力は  $\sim 30$  MPa 程度にとどまり、潮汐力のみで、リッジを作ることは困難である。以上のことから、月の主な構造において潮汐テクトニクスの寄与はほとんどないと言える。

#### (a-5) まとめ

月には4つのテクトニクス（膨張，収縮，マスコン，潮汐）が考えられ，4つのテクトニクス構造（LGAに関連した岩脈（Andrews-Hanna et al. 2013），ロベートスカープ（Watters et al. 2010），リルとリッジ（Lucchitta and Watkins 1978; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016）との関連を議論した．図 4-22 には，それらの構造の形成時代のまとめを示す．

LGA は，月の全球膨張テクトニクスの観測的証拠であり，LGA における岩脈の幅から，月膨張前後の半径の変化（ $\Delta R'$ ）は 0.6~5.0 km と推定された（図 4-16）（Andrews-Hanna et al. 2013）．鮮明な LGA の上には，リル又は，岩脈に貫入した溶岩の荷重による沈降（たわみ）が月面上に現れており，その地形は，42.8~38.2 億年前の間に形成され（Sawada et al. 2016），これが全球膨張テクトニクスの開始と終了の時期を示している．

月全球に分布するロベートスカープは，月の全球収縮テクトニクスが少なくとも約 8 億年前にはすでに開始していたことを示す観測的証拠であるが，いつ頃からこのテクトニクスが開始したかは正確にはわかっておらず，8 億年前よりも以前に開始していた可能性もある．今後，より多くのロベートスカープの詳細な解析から，このテクトニクスの開始時期に強い制約が与えられるかもしれない．また，ロベートスカープは，3.5~18.6 MPa の圧縮応力で形成され（図 4-18）（Williams et al. 2013b），その断層による月面の縮み量から，過去 8 億年の間に，月の半径の減少が 20 m 程度にとどまることが明らかとなった（図 4-16）．

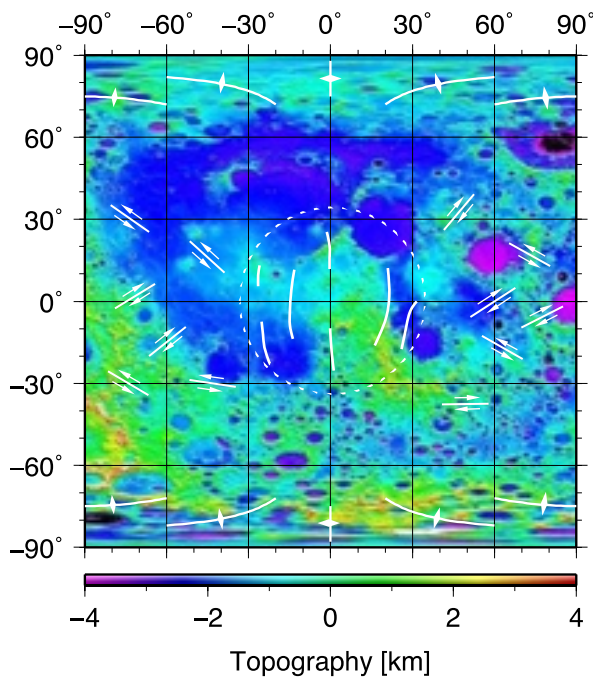


図 4-21 月の軌道進化による月面上のテクトニクスパターン（Melosh (1980) の図 1 に基づいて作成）．背景は，かぐやレーザー高度計より得られた月面地形（Araki et al. 2009）．テクトニクスのパターンは，北極および南極では，月の表側から裏側への走向のリル， $\pm 30^\circ\text{N}$ ， $\pm 30^\circ\text{E}$  の範囲では，南北走向のロベートスカープ又はリッジ，その他の範囲では，北西-南東・北東-南西の横ズレ断層．

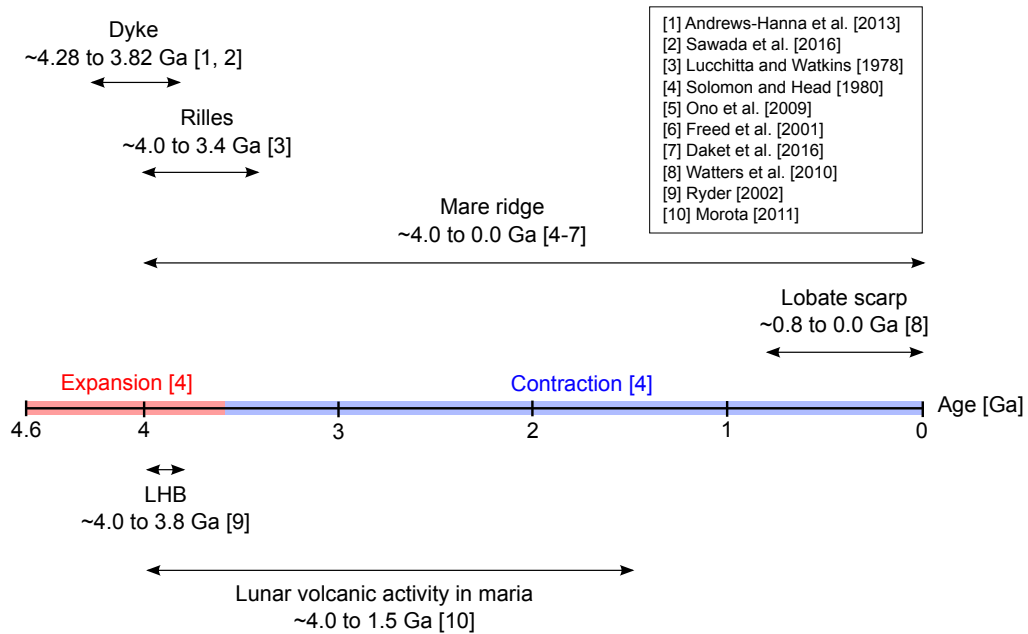


図 4-22 月のテクトニック構造の形成時代のまとめ. 時間軸上において, 赤色は月全球膨張時代, 青色は月全球収縮時代を示す (Solomon and Head 1980). 実線は各構造の形成期間を示し, 岩脈は約 42.8~38.2 億年前 (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016), リルは約 40~34 億年前 (Lucchitta and Watkins 1978), リッジは約 40~0 億年前 (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016), ロベートスカープは約 8~0 億年前 (Morota et al. 2011a) に形成している. 時間軸の下には, 月の主なイベント (LHB (Ryder 2002), 火山活動 (Morota 2011))を示す.

月の海領域の表面においては, リルとリッジが存在しており, リルは主に約 34 億年前以前, リッジは主に約 34 億年前以降に形成されている (Lucchitta and Watkins 1978; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016). マスコンテクトニクスモデルに基づく, リルとリッジは, 海の形成後, 同時に形成するが (e.g., Solomon and Head 1980), 実際にはリルとリッジの形成時代に差が存在している. この原因は, 月の全球収縮による圧縮応力に起因しており, 時間と共に, この圧縮応力値が増加していき (図 4-18), リッジは作られ易くなる一方で, リルは作られづらくなるためだと考えられる (e.g., Solomon and Head 1980). また, 溶岩が堆積すると盆地はたわむため, 盆地中心に出来た比較的古いリッジ (40~34 億年前) は, 後に噴出した新しい溶岩で埋もれて見えなくなっていると考えられる (例えば Hörz et al. (1991)の図 4.29 など). 後期重爆撃期 (40~38 億年前) 以降に, リルとリッジが同時に形成される点も踏まえると, リルは 40~34 億年前, リッジは 40~0 億年前に形成されていると考えられる. ただし, マスコンテクトニクスは, 玄武岩荷重によって駆動するため, マスコンテクトニクスの開始と終了の時期は, 月の火山活動の時期と等しいと考えられる. また, リルとリッジの空間分布は, マスコ

ンテクトニクスモデルからの予想と整合的なケースが多く、観測された空間分布を説明できる最適ナリソフェア厚は、38~36億年前には約40~75 km、32~30億年前には約100~150 kmであったことが推定された (図 4-20) (Solomon and Head 1980).

その一方で、近年高解像度データの取得によって、マスコンテクトニクスでは説明がつかない若い構造 (一部のリッジや、全球的に分布したロベートスカープなど) の存在が明らかになり、月のテクトニクスは従来考えられてきたよりも複雑であったことがわかりはじめた。晴れの海のリッジ (Dorsum Nicol と Dorsa Lister) の観測からは、35.5~28.4億年前までは月の全球圧縮応力が小さかったこと、28.4億年以降は全球的に月の冷却が支配的になることによって圧縮応力がかかったことが示された (図 4-18) (Ono et al. 2009). したがって、月の全球収縮テクトニクスの開始時期は、28.4億年前以降となる。この結論は、全球収縮テクトニクス由来のロベートスカープの形成年代 (8億年前以降) と矛盾しない。

これらの観測結果と、月の熱進化モデル (e.g., Solomon and Chaiken 1976; Solomon and Head 1980; Binder and Gunga 1985) との比較から、厚い LMO モデルよりも、月の全球膨張と全球収縮を再現する薄い LMO モデルが支持された。このモデルからは、月形成時の初期半径は、現在の月半径よりも、~1.8 km 程度小さかったと考えられる (図 4-16). また、潮汐テクトニクスによる月の応力場分布は、観測される月の地形の分布に一致しておらず、観測から予想される応力値に比べても小さすぎることから、その寄与はほとんどなかったと考えられる。

#### (b) 将来月探査ミッションへの提言

(a-1)で記述したように、重力場観測から、線状の重力異常 (LGA) の存在が明らかにされた。この LGA は月の全球膨張で形成された岩脈であり、高密度・高誘電率なマグマが貫入していると考えられる。この岩脈の幅は月の全球膨張に伴う半径の変化を推定するために重要なパラメーターであるが、重力場の解析では、数十 km の誤差を伴うため全球膨張前後の月半径の推定に数 km の誤差を生じる (Andrews-Hanna et al. 2013). 月の熱進化により強い観測的制約を与えるためには、岩脈幅を精度よく調べたい。例えば、岩脈幅を $\pm 1$  km 程度で調べることができれば、式(4-1)と式(4-2)から、 $\pm 0.1$  km の精度で月の全球膨張時の半径を制約することができる。熱進化モデル計算結果に基づき、もし月のマグマオーシャンの厚さが 100 km 程度変わると、月の全球膨張によって半径が 2~8 km 程度変化する (Solomon 1977). したがって、 $\pm 1$  km 精度の高い岩脈幅の決定によって、LMO の厚さにも強い制約が加わると期待される。LGA は様々な場所に存在しているが (図 4-15B), どこか一カ所でも精度よく調べることができれば、それを基準にして、重力場の解析からより精度の良い岩脈幅を計算することができるだろう。

岩脈の幅は、重力場以外に、どんな観測手法で調べることができるか考えてみよう。既に行われた LRS による観測では、その最大探査深度は地下層中を伝搬する電磁波の減

衰率に依存するが、高地は海よりも低い減衰率となるため (e.g., Pommerol et al. 2010), ~5 km の深さまで探査できる (Ono and Oya 2000). しかしながら、比較的浅い LGA-2 の岩脈の幅 (約 14~21 km の深さにある物質の境界) を LRS は検出できない. レーダーサウンダーによる最大探査深度は、周波数にも依存するが、LRS の観測周波数 (5 MHz) から 1/3 倍に周波数を低くすることによって、LRS よりも 3 倍深い探査深度を可能とする. しかし、周波数を低くすると、アンテナの大きさも LRS (30 m) から 3 倍大きくする必要があり、技術的に難しい. 一方で、アポロミッションで行われた月震波探査は、LGA 上では行われていないが、月の表側で地震波速度分布構造を調査し、月中心部までの内部構造を明らかにしている (Cooper et al. 1974; Nakamura et al. 1979). したがって、月震波探査は、岩脈の幅を推定する観測手法として最適だろう. しかし、高地領域の下には盆地形成時にイジェクタとして飛ばされた巨石が堆積していると考えられ (e.g., Wieczorek et al. 2013), 地震波の散乱・減衰の程度を検討し、岩脈幅の決定精度への影響などを評価する必要がある.

また、LGA の下にある岩脈の深さよりも浅い重要な地下構造として、月の海の下に埋まった盆地構造がある. この解明は、例えば、海の堆積量を推定することができるため、これが月深部のマグマ源の量に関係するならば、月の熱進化モデルで計算されるマグマ量 (e.g., Wieczorek and Phillips 2000) の制約に繋がる. これまで、海の中心での厚さは、オリエンターレ盆地のリング構造を利用した方法 (Solomon and Head 1980) や、クレーターの直径と深さの比を利用した方法 (Williams and Zuber 1998) から、間接的に、各海の厚さが推定されているが、雨の海の厚さの推定値は、前者で 9.25 km, 後方で 5.24 km であり、推定値の差の問題がある.

盆地の中心深さは、どんな観測手法で直接調べることができるか考えてみよう. 上記で述べたように、LRS の最大探査深度は高地で ~5 km であるが、海には、高地よりも非常に高チタン・高鉄を含む溶岩が横たわっているため、それが、非常に強い電磁波減衰を引き起こしてしまい (Pommerol et al. 2010), 最大探査深度は数百 m 程度に留まり、海の底を観測することができない (a-3). また、アポロの月震計は、盆地中心には設置されていないため、盆地中心の深さを調べることができないが、アポロ 17 号着陸点 (晴れの海の南東の縁) で行われた月震波観測は、~1.4 km の深さにある海と高地の境界を特定することに成功しているため (Cooper et al. 1974), 月の海の厚さを決定させられるポテンシャルがある. 月の海は、盆地の直径が大きいほど厚く、盆地の端よりも中心部で厚くなると考えられているため (Solomon and Head 1980), 月の表側で最も大きい直径をもつ雨の海の中心の海の厚さ観測は、月の海の厚さに上限を与える. その場所で、月震計を設置し、~100 m オーダーの精度で海の深さを決定することができれば、上記の海の厚さ推定法を修正し、各盆地の溶岩の総堆積量を推定できるだろう.

月の海の下での盆地構造よりも浅い重要な研究対象としては、月表層の構造と地質探査がある. はじめに、これらの先行研究例に言及したい. 例えば、月表層約百 m 以内には、

月面上の縦穴の存在から溶岩チューブが存在している可能性があり、溶岩チューブは、隕石や放射線から人間を守ることができるため、将来の月探査基地として最適な場所となる (e.g., Haruyama et al. 2013). LRS は月のマリウス丘において、溶岩チューブからと思われる反射波を検出したが (Kaku et al. 2017), 他の領域では溶岩チューブを検出できておらず、LRS のレンジ分解能では不十分である可能性がある。また、月の表層の地質 (密度, 空隙率) は熱伝導率に依存するため (e.g., Vincent et al. 2012), 海の冷却過程を考える上で非常に重要な情報である。これまで、月の地質は、アポロ着陸点におけるコアサンプルによって地下数 m のレゴリス層の空隙率が測定され、40 %~50 %であった (Carrier et al. 1991). 加えて、LRS の観測データに基づいて、湿りの海の西側にある溶岩の地下数百 m までの空隙率は~19 (+16/-14) %以上と推定され (Ishiyama et al. 2013), 月表層は、隕石衝突によって非常に脆くなっていると考えられる (Cooper et al. 1974; Ishiyama et al. 2013). しかし、LRS 観測では、解析上の問題から全球的な推定ができておらず、地下数百 m の地質はまだはっきりとわかっていない。また、月震波探査によって、地震波速度から地質を議論することはできるが、地下層の体積弾性率や剛性率を求めなければ、密度や空隙率を得ることができない。

次に、月の表層構造は、人工衛星搭載レーダー探査で調べることができるか考えてみよう。溶岩チューブは、浅い構造であるため、LRS のレンジ分解能 (真空中で 75 m) をより高くすることで解決できる。例えば、真空中で 10 m のレンジ分解能は、溶岩チューブを検出のために十分な分解能である。このレンジ分解能は、LRS の帯域幅 (2 MHz) を 15 MHz にすることで可能となり、グローバルなレーダー探査を行うことで、溶岩チューブの空間分布を詳細に調べることが可能となる。

最後に、月表層の地質は、ローバーを使った有人探査によって、詳細に調べられるか考えてみる。例えば、月の海にある縦穴やリルの壁には、地層が露出していると思われる (e.g., Haruyama et al. 2012). この露頭から、月の深さ方向に沿って、サンプルを回収することにより、掘らずに月の表層地質の深さ分布を調査することが可能となるだろう。リルは様々な盆地の端にあるが、晴れの海の南の端にあるリルは、35.5 億年前に形成された古い溶岩上にあり (Hiesinger et al. 2000), その深さは最大 230 m もあるため (e.g., Watters and Johnson 2010), 月の溶岩の 1 枚の厚さ (30~60 m (Hiesinger et al. 2002)) を考慮すると、約 4~8 枚のより古い溶岩の露頭があると考えられる。アポロサンプルの測定結果に基づくと (e.g., Carrier et al. 1991), 密度と空隙率は $\pm 0.1 \text{ g cm}^{-3}$  と $\pm 1 \%$ の精度があれば十分であり、この月の地質探査により、月の火山活動の描像がさらに鮮明になると期待される。