

GRAIL のレベル 1 およびレベル 2 データを用いた

月重力異常の研究

Lunar gravity anomaly studies with GRAIL level-1 and -2 data

橋本実奈

北海道大学理学院自然史科学専攻
地球惑星ダイナミクス講座 宇宙測地学研究室
指導教官：日置幸介

Mina Hashimoto

Dept. Natural Hist. Sci., Graduate School Sci., Hokkaido Univ.
Space Geodesy Lab.

February 2015

目次

Abstract.....	2
概要.....	3
第1章 重力で探る月の歴史	4
1. 重力場研究の意義・手法.....	4
2. 月の重力探査の歴史.....	6
3. GRAIL の仕組み.....	7
4. 月の特徴	8
5. クレーターのサイズと深さに関する先行研究.....	10
第2章 Level-1b data を用いた月の重力異常の研究.....	14
1. Level-1b data の二種類のファイル	14
2. 衛星間距離の変化率と加速度.....	16
3. 月面上の質量分布の推定.....	18
4. Level-1b data による月の重力異常の推定	20
第3章 Level-2 data を用いた月の表層密度の推定.....	23
1. Level-2 data	23
2. Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO)	25
3. 月の表層密度の推定	27
3-1 表層密度を推定する意義	27
3-2 表層密度の推定方法.....	27
4. 密度マップの作成.....	31
5. クレーターのリムの密度推定.....	33
第4章 Level-1b data を用いた高密度物質のサイズと深さの拘束.....	36
1. Oceanus Procellarum	36
2. Oceanus Procellarum 地域の起源に関する先行研究	38
3. Oceanus Procellarum の重力異常をつくるもの.....	40
3-1 太古の Oceanus Procellarum 地域の活動	40
3-2 Level-1b data を用いた深さと高さの推定方法	40
4. コペルニクスクレーターの地下に存在する物質のサイズと深さの拘束.....	43
総括.....	50
謝辞.....	52
リファレンス	53

Abstract

Among several global lunar gravity field models available now, GRAIL offers the highest resolution. The Doppler tracking between Earth-based stations and lunar satellites can directly observe gravity field of the lunar nearside. SELENE could measure the farside, for the first time, by inter-satellite tracking using the high-altitude relay satellite. GRAIL employs the low-low inter-satellite tracking method. This is similar to GRACE, the twin satellites for the gravimetry of the earth. It observes the gravity field by ranging between the satellites using microwave. In this way, GRAIL got the global lunar gravity anomaly map. In our study, I use the GRAIL level-1b and level-2 data downloaded from the PDS Geoscience Node at the Washington University.

First, I used the GNV1b (satellite position data) and KBR1b (inter-satellite ranging data) files of the Level-1b data to estimate the surface mass distribution on the Moon following the method of Sugano and Heki (EPS 2004; GRL 2005). I confirmed that we could recover the gravity anomalies similar to the Level-2 data with spatial resolution of ~ 0.8 degrees using low altitude portions of the data.

Next, I downloaded the GRAIL Level-2 data set (spherical harmonics with degree/order complete to 660) together with the topography data by LRO laser altimetry, and tried to estimate the pin-point ($1.5^\circ \times 1.5^\circ$) surface crustal density. First, I selected a certain square as large as ~ 60 km, and compared the gravity and topography values at grid points within the square. They are roughly proportional, and the slope provides information on the density of the material making the topography. Next, I created the density map and there is a correlation between this and topography. I found the two important things. One is that this map shows low density at crater's rim. This is because I think that the crater's rim was born as porous low-density terrain and low-temperature prohibited the pore closure by viscous deformation.

Finally, I focus on a few positive gravity anomalies on the nearside (such as those close to the Copernicus crater) that are not associated with any topographic high. I tried to find the shape and depth of a block with density contrast to reproduce range acceleration profiles at various altitudes using both Level-1b and -2 data.

概要

PDS Geosciences Node (<http://wwwpds.wustl.edu/>)からダウンロードした、GRAIL の Level-1b と Level-2 データを用いた月の重力異常の推定に関して報告する。現在までにいくつかの月の全球重力場モデルが得られているが、2011 年に打ち上げられた NASA の GRAIL (Gravity Recovery and Interior Laboratory)によるものが最も空間分解能が高い。GRAIL は地球を周回する GRACE と同じ“Tom and Jerry”方式を採用しているため、双子衛星間のマイクロ波測距データから表側裏側を問わず重力場を全球で均一な精度で推定できる。

初めに Level-1b データを用いた研究について説明する。一分毎の衛星の位置と速度が与えられている GNV1b ファイルと、衛星間の距離、距離変化率、距離変化の加速度が 5 秒毎に与えられている KBR1b ファイルをダウンロードし、衛星高度の低い部分を取り出して、距離変化加速度を観測データとして月面上の質量分布をパラメータ推定した。プログラムは、かつて Lunar Prospector の延長低高度ミッションの視線加速度データから月の重力異常を求めるプログラム(Sugano & Heki, EPS 2004; Sugano & Heki, GRL 2005)を改造して用いた。その結果、Level-1b データでマスコン、非マスコンの重力異常をきれいに捉えることができた。

次に、最高次数 660 次の重力場データである Level-2 データと地形データである LRO データを用いて、表層の地殻密度をピンポイント推定した。まず 60 km 四方程度の領域を選び、その領域内に取った無数のグリッド点での重力異常 Δg と地形 h の値の比例関係を確認し、重力異常と密度 ρ の間に $\Delta g = 2\pi\rho Gh$ が成り立つと仮定して、その傾きからその領域内の地形を形成する地殻物質の平均密度を推定した。

Copernicus や Eratosthenes の南東部に見られるような、地形図では際立った特徴がないにもかかわらず強い正の重力異常を示す地域が、表側の嵐の大洋およびその周辺に存在する。その重力異常に関して、Level-1b データを用いて、異なる高度で見た時の、双子衛星間の距離変化の波形の比較から、重力異常をもたらす物質の上下位置の拘束を試みたので、それに関しても報告する。

第1章 重力で探る月の歴史

1. 重力場研究の意義・手法

月や惑星の起源や成り立ちを調べる方法には大きく分けて2つある。1つ目は化学的手法（物質科学的手法）、2つ目は物理学的手法（力学的・電磁気学的手法）である。前者は直接探査機で採取した地表の岩石サンプルや隕石などを、同位体比分析や化学分析などの手法を用いてそのサンプルの由来、形成時の環境等を調べる。実際のサンプルが無くても軌道上から異なる波長で撮影した画像を比較することによってもある程度化学組成を知ることができる。本研究では後者の手法を取り、月や惑星の重力場を観測することで起源・成り立ちを調べることを目指す。

重力場を調べるのが月惑星の起源・成り立ちを調べることに繋がる理由は、重力場が地表物質の密度や地下の構造を反映しているためである。特に内部構造に関しては地表の情報からは伺い知ることが出来ない事柄が多く、重力場の計測は重要な手段となる。天体内部の様子を知ることが、起源や進化の過程を調べることに繋がる。重力によって内部の様子を知ることができるのは、天体の内部に周囲より密度の大きいものがあればその値が大きくなり、逆に密度の小さいものがあれば小さくなるためである。探査機の軌道は重力の影響で少しずつ変わり、それを解析することで内部の質量分布が大まかにわかるのである。

実際に重力場を解析する方法は、月であれば重力探査衛星 GRAIL (Gravity Recovery and Interior Laboratory) から得られる衛星追尾データから、軌道を解析するための特別なプログラムを用いて質量分布や重力場を推定する。天体の全球重力場は多くの場合球面調和関数（ルジャンドル関数）の足し合わせとしてモデル化され、重力場モデルはそれらの係数（ストークス係数）のセットとして与えられる。比較的低い軌道を取る GRAIL は、球関数展開における最高次数 660 次におよぶ細かい月の重力異常を明らかにした。地球からの追尾ではなく、同じ軌道を周回する双子衛星間の追尾データを用いているため、表裏を問わず全球で均一な精度が達成されている。

$$F = \frac{GM}{r^2} \left\{ 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{R}{r}\right)^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\sin \theta) \right\}$$

ストークス係数から重力場を求める式

一般に次数が高くなるほど空間波長の短い細かい重力場の特徴をとらえることができる。一方低次の重力場はその天体の大局的な質量分布を表す。例えば2次の項は、自転による赤道のふくらみや潮汐変形を表す。それらと力学的扁平率を組み合わせることによって、天体の慣性モーメントがわかる。その大きさは、天体の中心への質量集中度

の指標であり、金属コアの大きさなどが推定できる。たとえば均一な内部構造を持つ球状の物体の慣性モーメントは、極座標 (r, θ, ϕ) で表した密度分布 ρ を

$$\int_v \rho (r \sin \theta)^2 dv = \int_0^R \left(\int_0^\pi \left(\int_0^{2\pi} \rho (r \sin \theta)^2 r \sin \theta d\phi \right) r d\theta \right) dr = \rho \int_0^R \int_0^\pi \int_0^{2\pi} r^4 \sin^3 \theta d\phi d\theta dr$$

$$= \frac{2}{5} MR^2$$

のように空間積分すると、 $(2/5)MR^2$ となる (M は天体の質量、 R は半径を示す)。従って得られた慣性モーメントの係数が $(2/5)$ より有意に小さいと金属核の存在が示唆される。地球の場合はこの係数はおよそ 0.33 となり $2/5$ よりも小さいため、金属の中心核が半分以上を占めていることを示唆している。月の場合、係数は 0.3932 ± 0.0002 であり、金属の中心核の占める割合は地球よりも小さいが存在する可能性が高い。(日置幸介 地球内部物理学講義ノート)

2. 月の重力探査の歴史

現在までに得られた最も高精度な月の全球重力場モデルは、GRAIL という最新の月の重力探査のために打ち上げられた双子衛星から得られたものであるが、ここで簡単に過去の月の重力探査の歴史を振り返ってみる。

従来月の重力探査は地球局と月を周回する衛星の間のドップラー追尾法 (2-way Doppler tracking) と呼ばれる方法が主流であった。これは地球上の局から衛星に向けてマイクロ波を照射し、それを受信した衛星が地球局に向けてマイクロ波を返信するという仕組みである。ドップラー効果によって送信周波数と受信周波数が異なるため、この違いにより衛星の視線方向の速度を観測できる。(Sjogren et al., 1972)。視線速度から衛星の軌道を推定し、軌道要素の時間変化から重力の非球対称成分の情報が得られるのである。

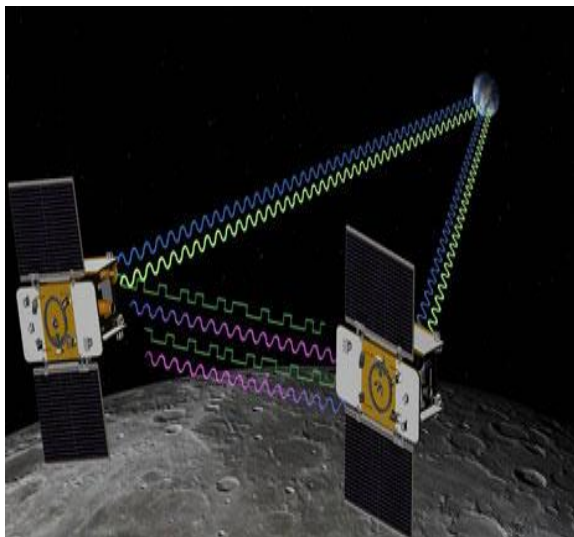
しかし月は同期自転をしているため、衛星が月の裏側を周回している間は地球から電波を送受信できない。そのため 2-way Doppler 観測では月の表側の重力データしか直接得ることができなかった。その問題を解決したのが、日本の宇宙航空研究開発機構 JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) が 2007 年に打ち上げた SELENE (Selenological and Engineering Explorer, 通称かぐや) である。SELENE は 4-way ドップラー観測 (4-way Doppler tracking) を採用し、表側より若干精度は劣るものの裏側の重力場の直接計測に初めて成功した。この観測法は Rstar(おきな) という小型のリレー衛星を用いていることが特徴で、主衛星が月の裏側にいる間にリレー衛星がその信号を地球の局にリレーし、ドップラー周波数を計測するのである。更に相対 VLBI という手法により子衛星が発する電波を追跡して軌道を決定し、重力場の精度を高めている。こちらは 2 つの子衛星 (Rstar, Vstar) に搭載された電波源からの電波を国立天文台の電波望遠鏡で受信する。子衛星間の距離の 2 重差を 1 mm の精度で観測できるため大気、電離層による揺らぎがキャンセルされる。

一方地球では、同一の低軌道を周回する双子衛星の距離変化から重力変化を計測する GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) が 2002 年に NASA とドイツ宇宙機構 (DLR) から打ち上げられ、成功を収めていた。そして SELENE の次に開発されたのが GRACE の月版と言われる米国の GRAIL である。その詳細は次項で説明する。

3. GRAIL の仕組み

GRAIL は 2011 年の 10 月 9 日に打ち上げられたが、地球の重力探査衛星 GRACE とほぼ同じ仕組みで重力を計測しており、衛星間距離は 175km-225km ほどである。GRACE との大きな違いは、非常に低い高度を持つ軌道を衛星が飛べる点である。GRACE は高度 500km くらいであるのに対し、GRAIL は 23-50km ほどととても低い。このような低軌道は大気のない月でのみ実現できた特徴であり、地球でも達成できない衛星による重力場高次項（短波長成分）の計測を可能にしている。

GRAIL は、双子衛星間の距離をマイクロ波測距システムという方法で測ったデータから重力異常を推定するように設計されている。高度約 50km の軌道上を 2 つの衛星が離れて周回し、重力の変化によって伸び縮みする互いの距離をマイクロ波測距システムで正確に測定することで重力場を計測するのである。SELENE におけるリレー衛星を用いた月の裏側の重力計測の手法を、H-L SST (High-Low Satellite-to-satellite tracking) とすると、GRAIL や GRACE の手法は L-L SST (Low-low Satellite-to-satellite tracking) と言える (図 1-1)。お互いの距離を測定だけでなく、地球局から 2 つの衛星の追尾も行われているが、衛星間の精密測距が高精度な重力場の計測を可能にしている。



<http://science.nasa.gov/missions/grail/>より

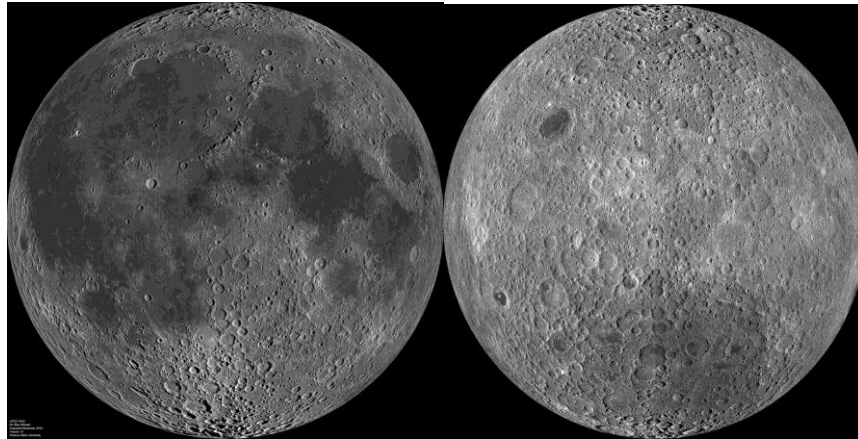
図 1-1 <http://science.nasa.gov/missions/grail/>より引用した GRAIL のイメージ写真。GRAIL は低高度軌道、裏側観測を可能にした初の月重力探査衛星。2 機の衛星を用いており、重力の変化によってお互いの距離が伸び縮みするため、双子衛星間の距離をマイクロ波で測距することで重力場を観測している。

4. 月の特徴

同期自転（自転周期と公転周期が同じ）している月には表側と裏側がある。月がいつも地球に向けている面（半球）を表側(nearside)、見えない面を裏側(farside)と定義している。表と裏は正反対の特徴を持つことが知られる。表側は地殻が比較的薄く、平坦な地形であるが、裏側は地殻が厚く凸凹で高地が多い。また表側は海(Mare)とよばれる玄武岩地域が広範囲に広がっており、マスコン(mascon)と呼ばれる大きな正の重力異常を示す盆地があるが、そのほかの部分の重力異常の振幅は小さい。一方裏側には大規模な海がなく、重力異常の振幅が大きい。また、表裏の温度が歴史的に異なったことが原因で、クレーターのサイズに表裏で差が生じたとする説もある（Miljković et al. (2014)、xx ページに詳細）。このように表裏では特徴が2分していることから、月は“2分性(dichotomy)をもつ”と表現される。

このような2分性の原因については諸説ある。例えば、月が生まれた原因とされる巨大衝突 (Giant impact)によって生じた小さな月が月の裏側に衝突堆積し、裏側の地殻が厚くなったとする説 (Jutzi & Asphaug, 2011) がある。また表と裏で月の熱的な歴史“熱史”が違ったことも指摘されている。熱史が異なる原因として、表側は裏側よりも放射性物質が多く、かつて月と地球の距離が小さかった時代に月の表側の潮汐力が裏側より大きく、効果的に潮汐加熱が働いたことによって表側の方が冷めるのが遅かったとする説 (Garrick-Bethell et al., 2010) や、過去の大きな衝突によって嵐の大洋 (Oceanus Procellarum) が生じ、表側の表層地殻が再熔融したという説 (Nakamura et al., 2012) 等が現在では有力である。

地球や月惑星の重力場のストークス係数が次数 n の自乗に反比例することはカウラの法則(Kaula's rule of thumb)と呼ばれ、米国の重力研究者であるウィリアム・カウラが1966年に提唱した経験則である。カウラ定数はその比例定数であるが、橋本・日置(2013)は、表裏で熱史の相違がカウラ定数にも反映されていることを示唆した。Fig. に示す通り、表側のカウラ定数は 2.4×10^{-4} (緑色の曲線)、裏側のカウラ定数は 3.6×10^{-4} (紫色の曲線) で、裏の方で若干カウラ定数が大きいことから、裏側が早く冷えてリソスフェアがより厚くなったことを反映していると思われる。



<http://photojournal.jpl.nasa.gov/target/Moon> より

図 1-2 <http://photojournal.jpl.nasa.gov/target/Moon> より引用した月の表側（左図）と裏側（右図）の写真。月の表と裏は正反対の特徴を示しており、月の表側は玄武岩の溶岩がたまっている海と呼ばれる地形が多く存在し、裏側は凸凹していて山が多く高地が連なっている。

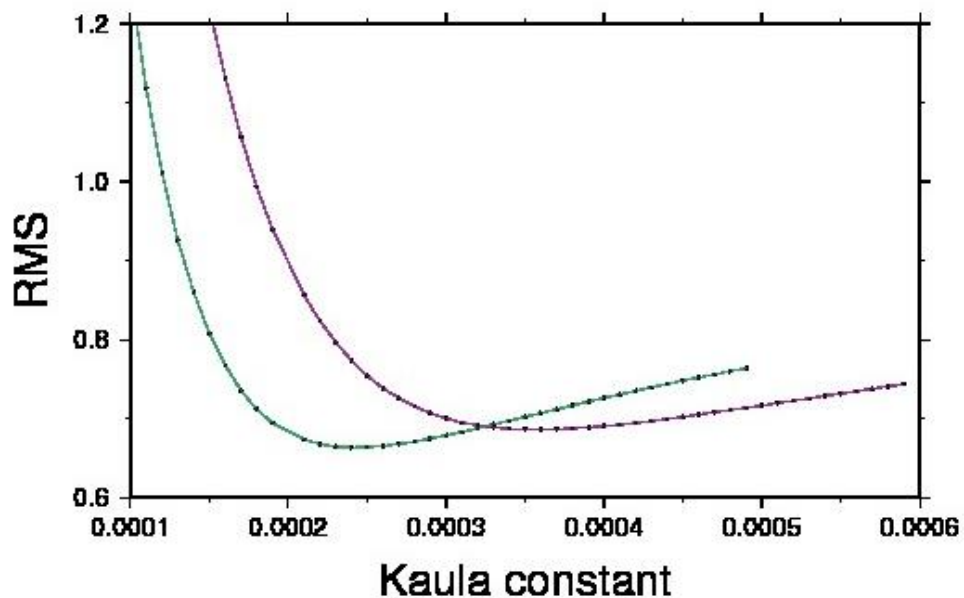
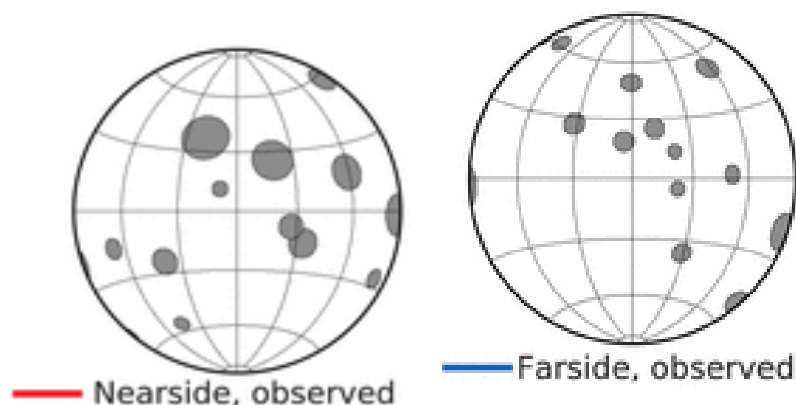


図 1-3 表側のみ、裏側のみという月のストークス係数について、様々なカウラ定数を仮定してカウラ則からのずれ(RMS)をプロットしたもの。RMS 最小を示すカウラ定数が、実際の重力場をもっともよく表すカウラ定数と考えられる。表側のカウラ定数は 2.4×10^{-4} (緑色の曲線)、裏側のカウラ定数は 3.6×10^{-4} (紫色の曲線) となり、裏側の重力異常の振幅がより大きいことがわかる。

5. クレーターのサイズと深さに関する先行研究

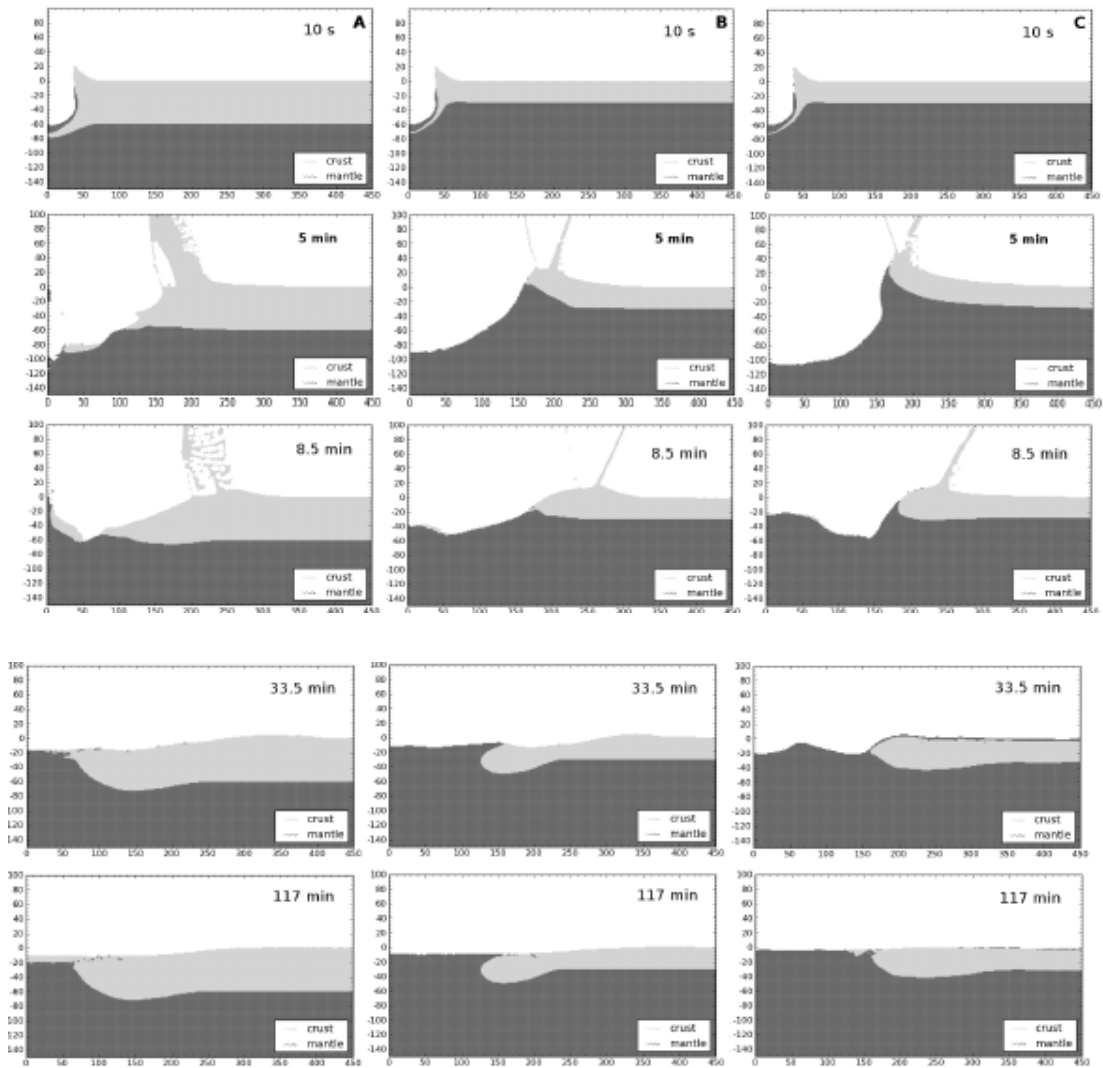
Miljković et al. (2014)が、月の表裏のクレーターのサイズに関する興味深い仮説を提唱していたので、ここでやや詳しく紹介する。その論文によると、表側は直径320kmを超えるクレーターが8つあるが、裏側には東の海の1つしかない。つまり表裏でクレーターサイズにも2分性があると主張している(図1-4)。

一般的にクレーターのサイズは衝突物体の質量や衝突速度によって決まる。月は前述の通り表裏で熱史が違い、裏側の方が熱的に冷めるのが早かったと言われている。仮に同じサイズの隕石が表と裏に衝突した場合、裏側の方が、クレーター下のマントルが上昇した際に、クレーターの外縁が崩壊して内側に堆積し、その結果衝突直後にできたサイズよりも小さくなることをこの論文では数値実験で示している。図1-5は地殻の厚さによりクレーターサイズに違いがでることを示すシミュレーション結果で、裏側のように冷めていて地殻が厚いとサイズは小さくなり、表側のように熱的に冷めるのが遅く地殻が薄いとサイズが大きいままである。さらにこの論文では、マントルの温度が歴史的に同じくらいだったと仮定し、表側のクレーターサイズを補正すると裏側と同じくらいのサイズになることも示されている(図1-6,7,8)



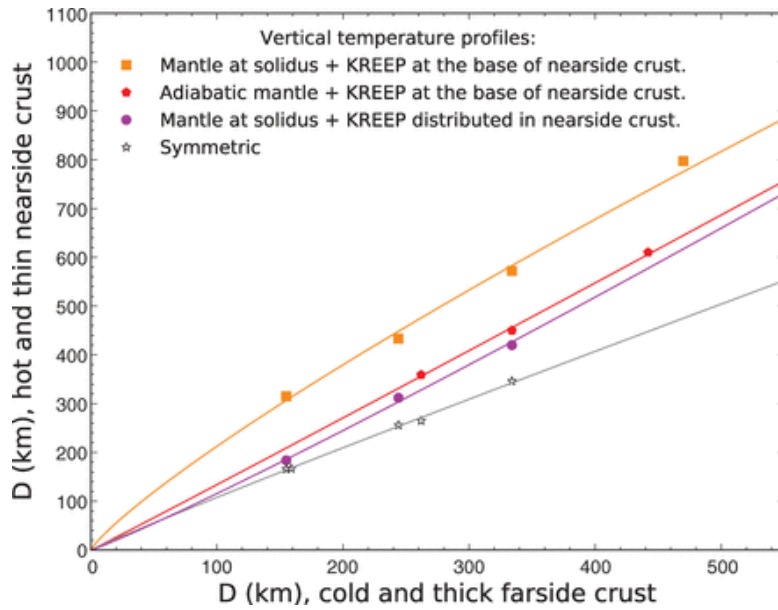
Miljković et al. (2014)より

図1-4 Miljković et al. (2014)による、引用した表側に存在するクレーター（左図）と裏側に存在するクレーター（右図）のサイズの違いを視覚的に示す図。表側は直径320kmを超えるクレーターが8つあるが、裏側には1つしかない。



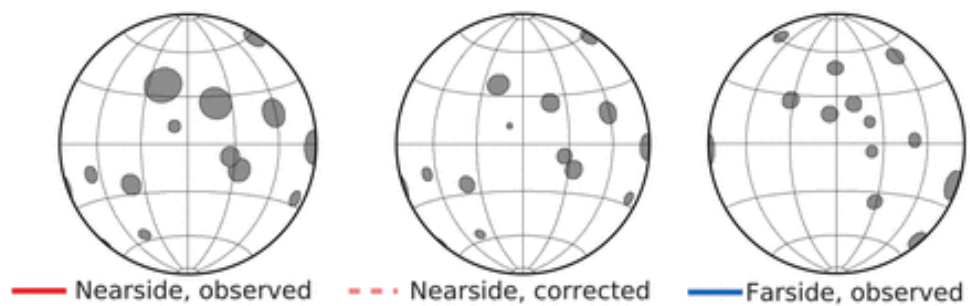
Miljković et al. (2014)より

図 1-5 Miljković et al. (2014)による、地殻の厚さによってクレーターのサイズや深さに違いが出ることを示すシミュレーション結果。縦の A 列は地殻が厚く冷たい、月の裏側の高地の地形を、B 列は地殻は薄く冷たい、裏側の南半球に存在する South Pole Aitken 地域を、C 列は地殻が薄く熱い、表側を想定している。隕石などの物体の衝突からクレーターの形成までを数値シミュレーションしており、C 列の表側の内部構造を想定したときが一番大きなクレーターが形成されることがわかる。



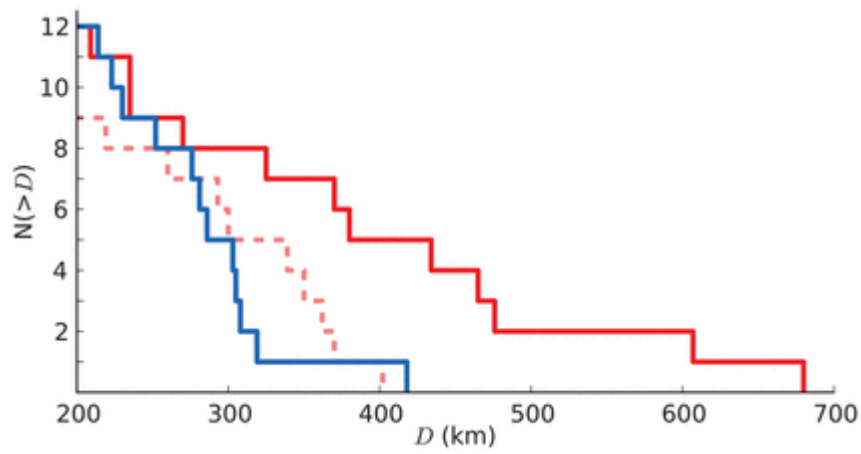
Miljković et al. (2014)より

図 1-6 Miljković et al. (2014)による、冷えた厚い地殻の場合（横軸）と、熱く薄い地殻の場合（縦軸）にできるクレーター直径Dの関係図。灰色の線は表裏が同じ温度と仮定したときで、ほぼ一緒のサイズになる。一方様々なモデルにしたがって表側により高温を仮定すると、高温な半球の方でクレーターが大きくなることわかる。



Miljković et al. (2014)より

図 1-7 Miljković et al. (2014)により仮に表裏が同じ温度だったと仮定すると、実際は表側の方がクレーターサイズが大きい、補正すると表裏でクレーターサイズに差が出ないことが示された。



Miljković et al. (2014)より

図 1-8 Miljković et al. (2014)による、仮に表と裏がかつて同じくらいの温度だったと仮定したとき、同じ大きさの物体が衝突すると、表裏でクレーターのサイズに違いがでるのか否かを計算したものの。赤線が表側、青線が裏側でピンク色の点線が温度の効果を補正したときの効果を示している。上図の真ん中、下図の点線を見ると分かる通り、温度の効果を補正すると、表裏でクレーターのサイズにそれほど違いが見られなくなることがわかる。

第2章 Level-1b data を用いた月の重力異常の研究

1. Level-1b data の二種類のファイル

Level-1b data は NASA の PDS Geosciences Node (<http://wwwpds.wustl.edu/>) からダウンロードできる。本研究では、Level-1b data から GNV1B と KBR1B という 2 種類のデータを用いた。GNV1B data には一分毎の衛星の位置と速度が与えられており、KBR1B data には、衛星間の距離、距離変化率、距離変化の加速度が 5 秒毎に与えられている。図 2-1 は KBR1B の 2012 年 3 月 4 日の 1 日分のデータで、この日は経度 90 度、緯度 -5 度付近が近月点、経度 -90 度、緯度 5 度付近が遠月点となっている。Level-1b データを用いた重力異常の推定には、上記の GNV1B と KBR1B data を用いるため、図 2-1 の日付のデータを使用する場合は、地表に近い近月点付近のデータを用いると良い。

図 2-2 は KBR1B による 5 秒ごとの衛星間距離変化の加速度を表している。全体のトレンドは衛星の軌道高度の変化を反映しており、時間を経るにつれ高度が下がっている様子がわかる。高度が下がるにつれ赤線の振幅が大きくなるが、これは短波長の重力異常によるもので、衛星が地表に近づくにつれて短波長の重力異常がはっきり捉えられている。

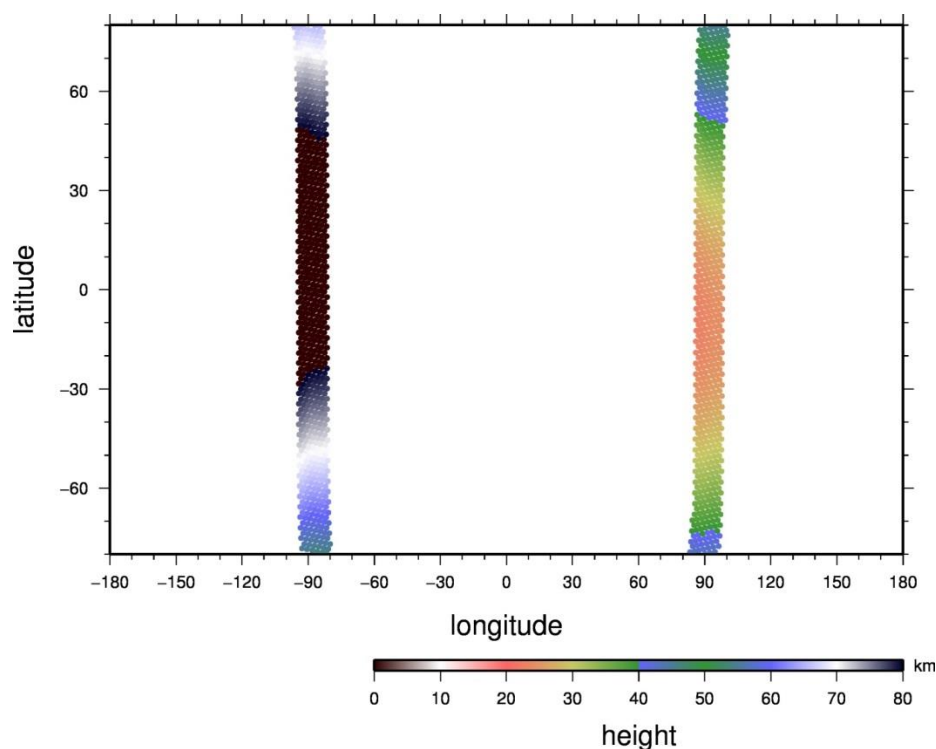


図 2-1 GNV-1B ファイルより得た一分ごとの衛星の位置と速度データ。2012 年 3 月 4 日の一日分のデータ。近月点は図で最も高度が低い経度 90 度、緯度-5 度付近、遠月点は最も高度が高い経度-90 度、緯度-5 度付近。重力異常の推定には近月点付近のデータが都合良い。

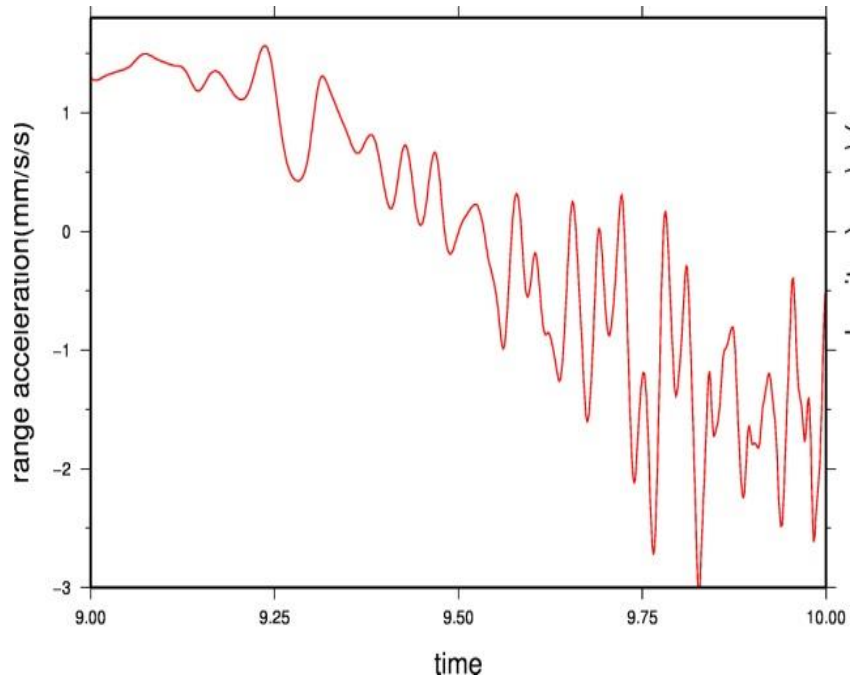


図 2-2 KBR-1B ファイルより得た 5 秒ごとの距離変化の加速度。赤い曲線が時間の経過とともに右肩下がりになっているのは、衛星の高度が低くなっていることを示し、高度が低くなるとともに細かい重力異常を示す短周期の変動の振幅が大きくなっている。

2. 衛星間距離の変化率と加速度

図2-3は2012年5月25日から29日の4日分の衛星間距離変化率(左)と加速度(右)のデータを、二衛星の midpoint の位置を用いて地図上にプロットしたものである。加速度は、全体的に青みを帯びている(負の値をとる)。この期間の衛星は南から北に飛んでおり、右の距離変化率の図を見ると、近月点(南緯20度)付近で変化率がゼロ、つまり衛星間距離が極大になり、北に向うにつれて衛星間の距離が縮まっている。これはケプラーの第二法則により近月点に近づくにつれて前を飛ぶ衛星が先に加速されるため、衛星間距離が増え、近月点で極大に達することを意味する。近月点を過ぎると衛星間距離は減少する。それを時間で微分した加速度は全体的に負になるのである。衛星間距離の加速度は衛星が北から南に飛んでいても同様に近月点付近では負となる。

また衛星間距離の加速度の図(図 2-3 左)で、全体的に青みを帯びた中にとろどころ見える緑や黄色の模様は短波長の重力異常に伴う加速度で、我々が注目すべき重力異常の情報はこちらに含まれている。

図 2-4 に、2012年3月2-15日の表側のデータと、5月25-29日の裏側の距離変化加速度の値を、図 2-3 左と同様に地図上にプロットして比較した。なお、ここでは衛星高度が 25 km 以下の部分のみを取り出している。月の裏側は細かな加速度変化を繰り返しているのに対し、表側は比較的のっぺりとしている。これは表側と裏側の短波長の重力異常の多寡を反映している。経度-40度、緯度-20度付近に見える大きな負の信号は、湿りの海のマスコンによるものである。

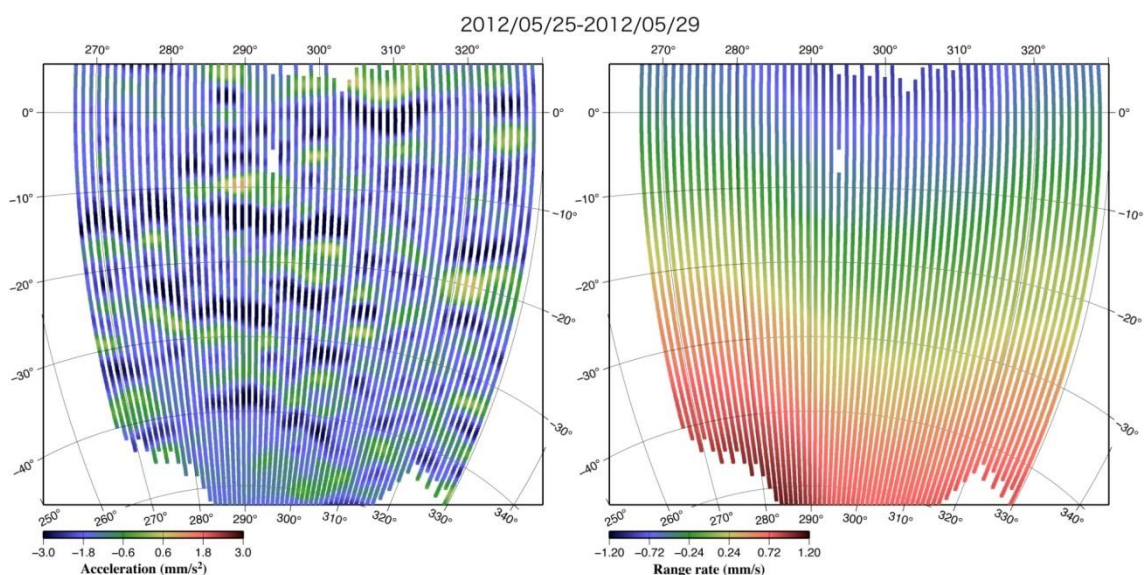


図 2-3 2012 年 5 月 25 日から 29 日までの衛星間距離の加速度 (左図) と衛星間距離変化率 (右図)。

この日の場合、近月点は南緯 20 度付近に位置している。ケプラーの第 2 法則により近月点に近づくにつれて衛星間距離が増え、近月点から遠ざかると衛星間距離が縮まる。そのため、衛星間距離は近月点で極大を示し (右図)、距離加速度は全体に負となり、青みを帯びる (左図)。

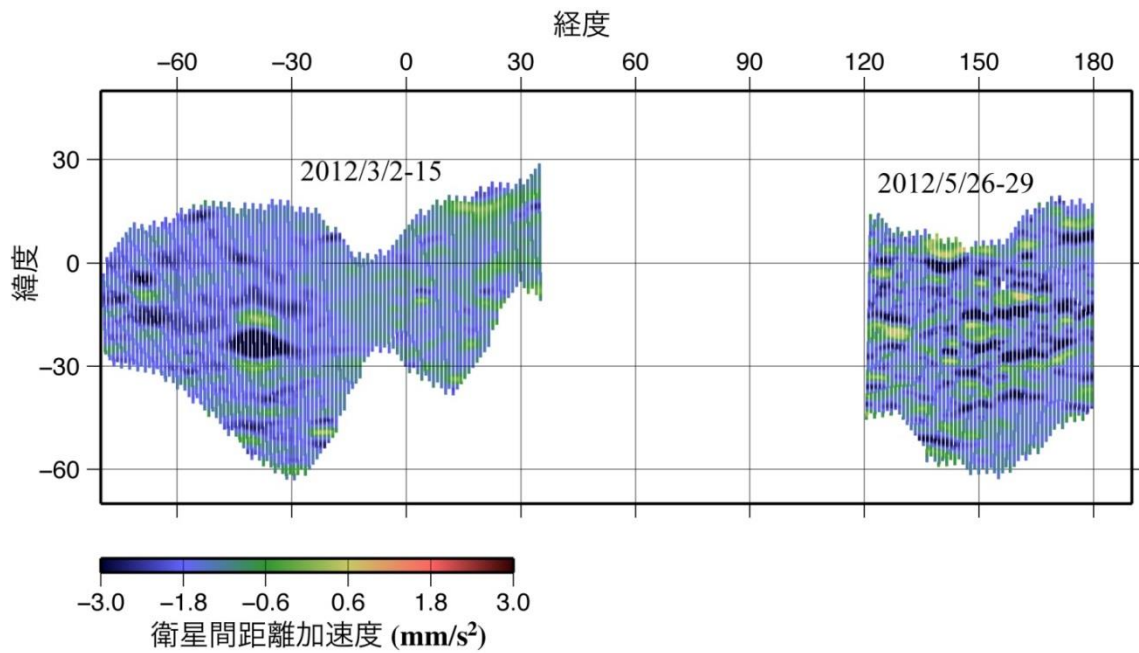


図 2-4 2012 年 3 月に GRAIL 衛星によって取得された衛星間距離の加速度データ (左側) と 5 月に取得された加速度データ (右側)。裏側に相当する後の方が、表側を示す前者に比べて、より複雑な加速度分布を示すことがわかる。つまり裏側の方が重力異常の空間変化が大きい。経度 40W、緯度 20S 付近に見える大きな負の衛星間加速度は湿りの海のマスコンによるもの。

3. 月面上の質量分布の推定

Level-1b data から KBR1B と GNV1B の 2 種類のデータファイルをダウンロードし、衛星高度 25km 以下の部分を取り出した。ここでは、それらのファイルから読み込んだ距離変化加速度を観測データとして、月面上の質量分布をパラメータ推定してみる。プログラムは、かつて Lunar Prospector の延長低高度ミッションの視線加速度データから月の重力異常を求めるプログラム(Sugano & Heki, EPS 2004,2005)を改造して用いた。Lunar Prospector の場合、0.8 度ごとのブロックに地表を分けたときに衛星はそれぞれのブロックの質量の大きさの違いによって加速度が変わるため、それを地球との視線方向の加速度のずれとして捉え、20 度×20 度毎に最小二乗推定を繰り返すこと (GRAIL の場合は 10 度×10 度毎) で加速度データから重力を計測する(図 2-5)。GRAIL の場合図 2-6 の通り、それぞれの衛星が感じる重力の差による双子衛星間の視線方向の加速度変化が観測量となる。

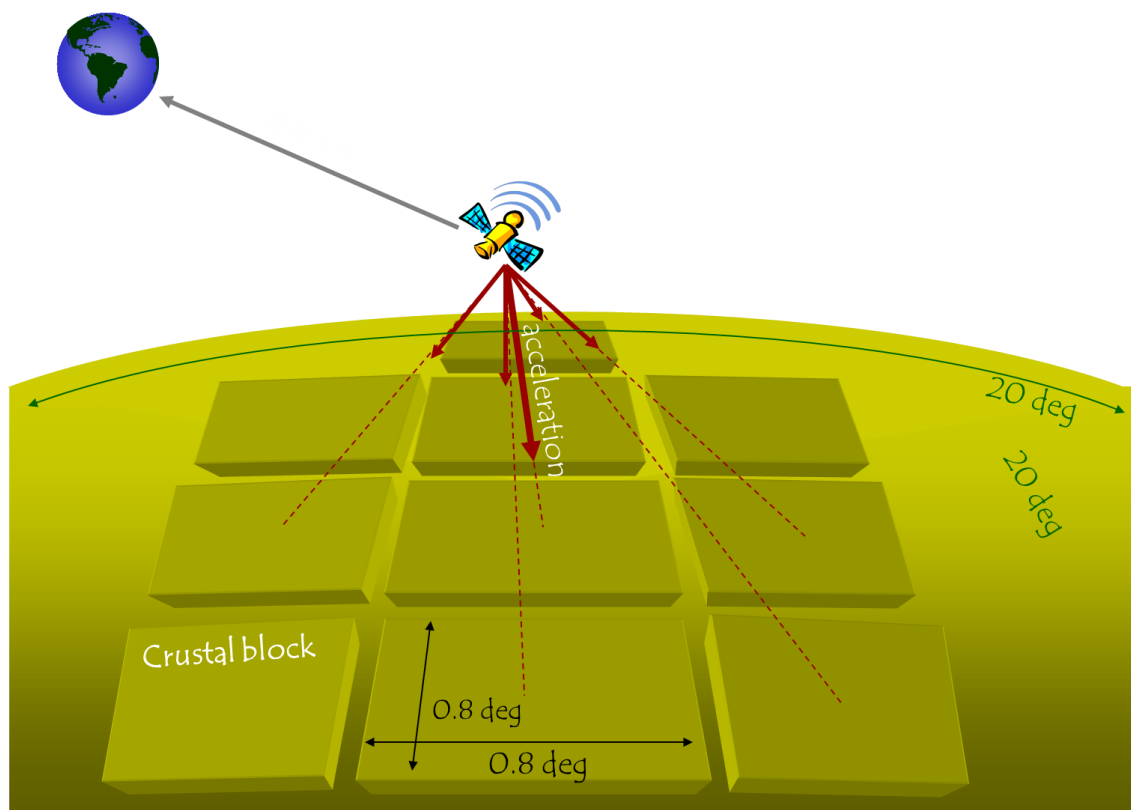


図2-5 Lunar prospectorの視線方向加速度を用いた月表面の質量異常分布の推定の概念図。表層地殻をブロックにわけ、それぞれのブロックの質量の違いによる衛星の加速度変化を、地球との視線方向の加速度変化のずれと考え、加速度変化から質量分布を最小自乗推定して重力異常を求める。

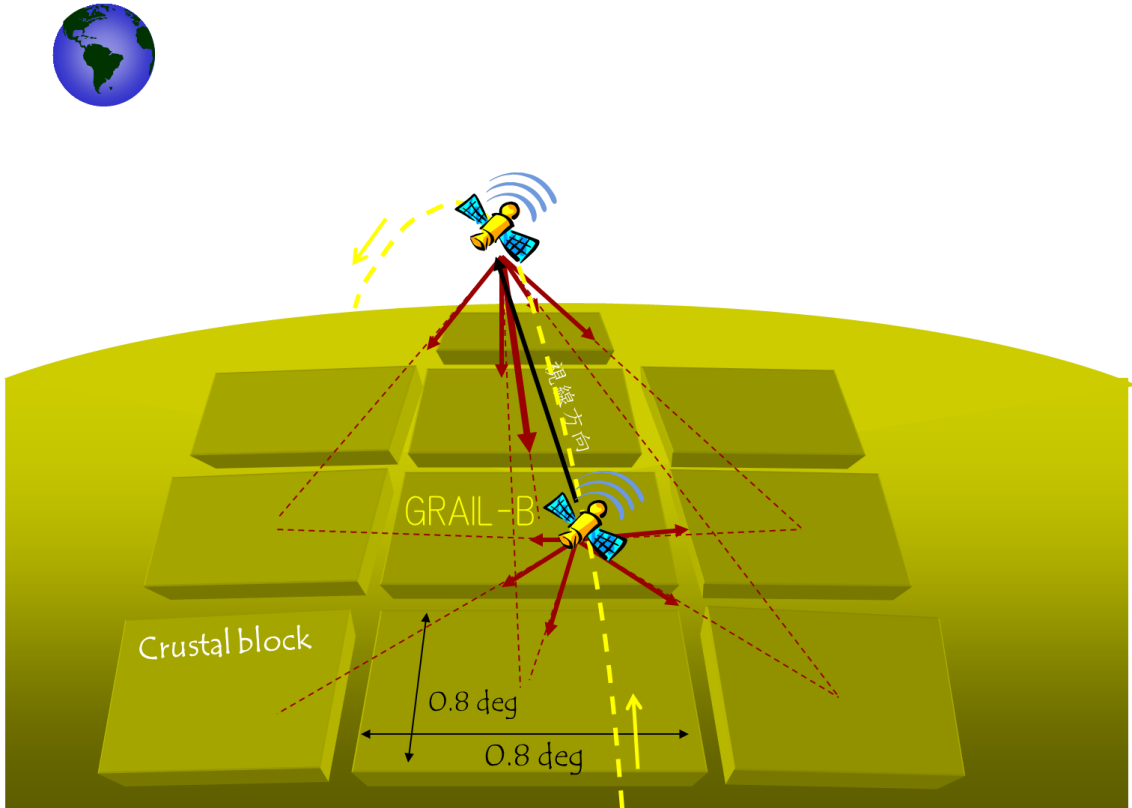


図2-6 GRAILによる月面質量分布の推定の概念図。Lunar prospector は地球との視線方向の加速度変化を観測量としているが、GRAILは双子衛星を結ぶ直線方向の加速度変化を観測量としている。

4. Level-1b data による月の重力異常の推定

図2-7は湿りの海周辺の、2012/3/6-7の二日間のGRAIL衛星の衛星間距離の加速度の観測値（左）と、それをデータとして推定した月面上の重力異常分布（右）。推定した重力異常から計算された衛星間距離の加速度（中）は観測値（左）と良い一致を示した。空間解像度は1.05度(30km程度)としており、右の図で中央に見える正の重力異常が湿りの海のマスコンによるものである。推定結果はフリーエア異常に換算した。図2-8は2012/5/28-29の2日分の加速度観測値をデータとして求めた、裏側のメンデレーエフと呼ばれる衝突盆地付近の負の重力異常である。この盆地はマスコンではない。図2-9は2012/5/21-24の4日分のデータを用いて推定した、裏側の非マスコンの衝突盆地であるコロレフ付近の負の重力異常である。マスコン(図2-7)と非マスコン(図2-8, 9)では、衝突盆地上空の加速度の異常が逆の符号を示しており、前者では負、後者では正の異常を示していることがわかる。それに対応して推定された重力異常もそれぞれ正および負となっており、Level-1b dataでも重力異常が推定できていることが示唆される。

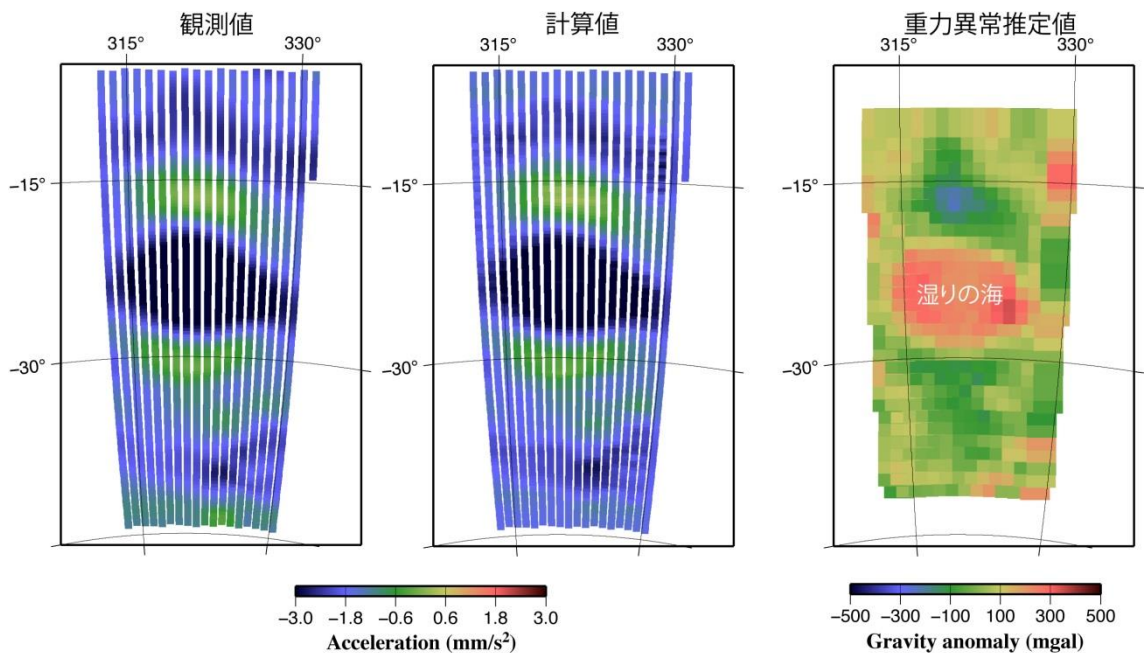


図2-7 湿りの海周辺の、2012/3/6-7の二日間のGRAIL衛星の衛星間距離の加速度の観測値（左）と、それをデータとして求めた月面上の重力異常分布（右）。推定した重力異常から計算された衛星間加速度（中）は観測値と良い一致を示す。空間解像度は1.05度(30km程度)としている。右の図で中央に見える正の重力異常が湿りの海のマスコンによるものである。

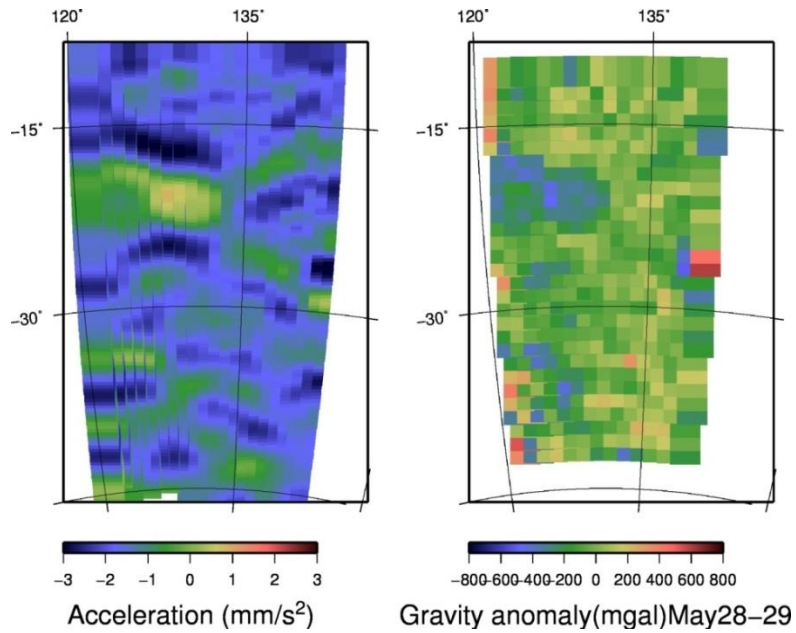


図 2-8 裏側にある非マスコン盆地であるメンデレーエフ衝突盆地周辺の上空の衛星間距離加速度（左図）と、推定された重力異常（右図）。2012年5月28-29日のデータを用いた。図の中央やや左上に見えるメンデレーエフ上空では正の加速度異常が見えており、それに対応して負の重力異常が推定されている。

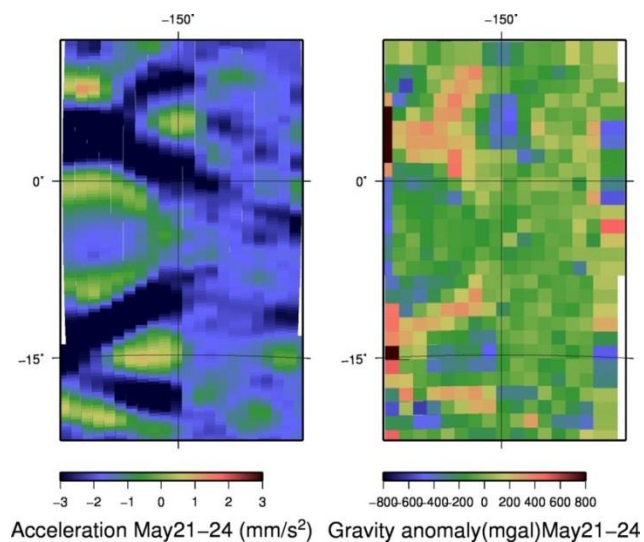


図 2-9 非マスコンの衝突盆地上空の衛星間距離加速度分布（左図）と推定された重力異常（右図）。2012年5月21-24日のデータを用いた。図中央左よりに見えるのが、非マスコン性の衝突盆地コロレフである。

次に、GRAIL/Level-1b データを用いて重力異常を推定する際の最適な解像度について調べてみる。経度1度あたりのマス（質量異常の推定の単位）の数を1個から1.4個までの様々な値を取り、得られた重力異常図を比べてみた。(図 2-10) 1度あたりのマスの数を1.0個にしたとき、コロレフ盆地の負の重力異常はかろうじて見えるものの、全体的に解像度不足である。逆に1.4個にした場合、個々の質量異常の推定値が暴れて安定な解が得られない。これはデータが本来持つ解像度（軌道高度が低いほど高い）を超えてパラメータを推定してしまったことを意味する。推定値が安定で解像度が最も高くとれるのは一度あたりのマスが1.1個の時であった（0.8-0.9度の解像度）。

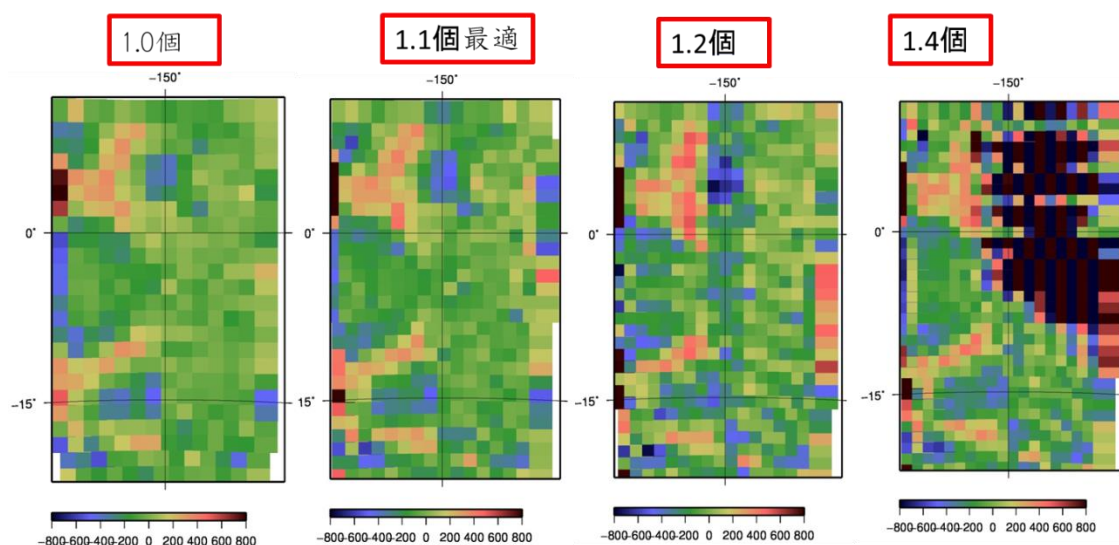


図 2-10 最適な重力異常図の解像度。1度あたりのマスの数を1.0個から1.4個まで変化させ、1番きれいな重力異常図を描いているときのマスの個数は今回の場合は1.1個のときだった。マスの数を減らしすぎると解像度が粗くなり、逆に増やしすぎると大きくエラーがでてしまう（一番右の図の右上）。

第3章 Level-2 data を用いた月の表層密度の推定

1. Level-2 data

GRAIL の Level-2 data は重力場を球関数展開した時の係数（ストークス係数）のデータである。重力場は球面調和関数（球関数） $P_{nm}(\sin\theta)$ とストークス係数 C_{nm} , S_{nm} を用いて以下のように表される。 G は万有引力定数、 M は質量、 n は degree、 m は order、である。

$$F = \frac{GM}{r^2} \left\{ 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{R}{r}\right)^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\sin\theta) \right\}$$

ダウンロードした係数 C_{nm} , S_{nm} を上の式に代入してフリーエア重力異常が計算できる。

上記の式で球関数の次数をどれだけ高いところまで取れるかが重力異常図の解像度を決定する。一般に軌道高度が低いほど短波長の重力異常が観測できるため、球関数も高次まで展開が可能である。JAXA が打ち上げた Selene（かぐや）では、高度が約 100 km と高かったため、球関数の次数にして最大で 150 次ほどまでしか展開できなかったのに対し、高度が数十 km と低い GRAIL の Level-2 data（gggrx_0660pm_sha.tab）では、最大次数が 660 次と高くなっている。これによって Selene の重力異常図（Hanada et al., 2009）ではあまりわからなかった、月のクレーター内部の細かな重力異常まで詳細に捉えることができる。

図 3-1 は Zuber et al. (2012) による月の全球重力異常図で、図 3-1-A は天体の中心からの距離の補正であるフリーエア補正を施し、地形と地下構造の両者を反映したフリーエア重力異常、図 3-1-B は地下の構造を反映するブーゲー異常。図のブーゲー異常では 6 次以下の低次項を取り除いてある。図 3-1-B のブーゲー異常図では、地形によらない地下の構造に起因する異常まで詳細に捉えられており、月の地表下の構造の解明もより一層進むものと思われる。

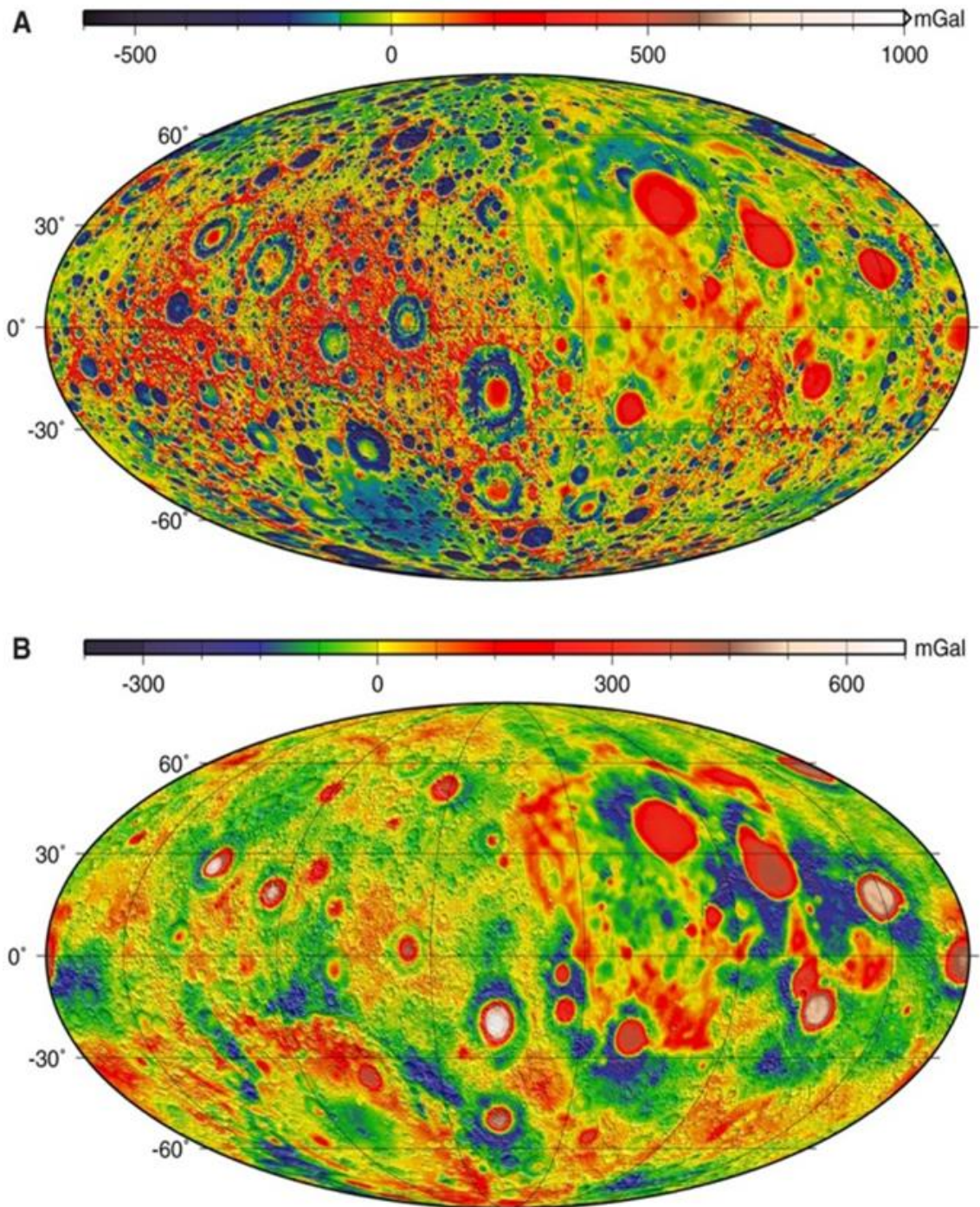


図 3-1 Zuber et al. (2012)による月の重力異常図。A は地形と地下構造の両者を反映したフリーエア重力異常。B は地形がもたらす重力異常を差し引き、地下の構造を反映するブーゲー異常（6次以下の低次項成分を取り除いてある）。フリーエア異常では直径数十キロの小さなクレーターの負の重力異常がはっきり捉えられており、ブーゲー異常では地形によらない地下の構造に起因する異常も見えている。

2. Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO)

重力モデルと地形モデルを比較することによって月の様々な情報が得られる。本研究では、GRAIL の 660 次までの重力場モデルを、Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO)の地形モデルと比較する。LRO は NASA が 2009 年 6 月 18 日に打ち上げられ、衛星に搭載されたレーザ高度計(LOLA, Lunar Orbiter Laser Altimeter) から月の地形モデルが得られている。LRO は、搭載されたカメラの解像度が 50 cm ととても高解像度であることが特徴で、球関数の次数にして 1000 次まで展開することができる。LRO は最初の 3 年は低極軌道で周回し、月の詳細な地形の情報をあつめ、その後は楕円軌道で周回して月の南極上を低高度で飛んだ。



<http://lro.gsfc.nasa.gov/>より

図 3-2 <http://lro.gsfc.nasa.gov/>より引用した Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO)のイメージ図。レーザ高度計 LOLA (Lunar Orbiter Laser Altimeter)を用いて地形高度を観測し、球関数の次数にして 1000 次まで展開できる地形データを取得した。

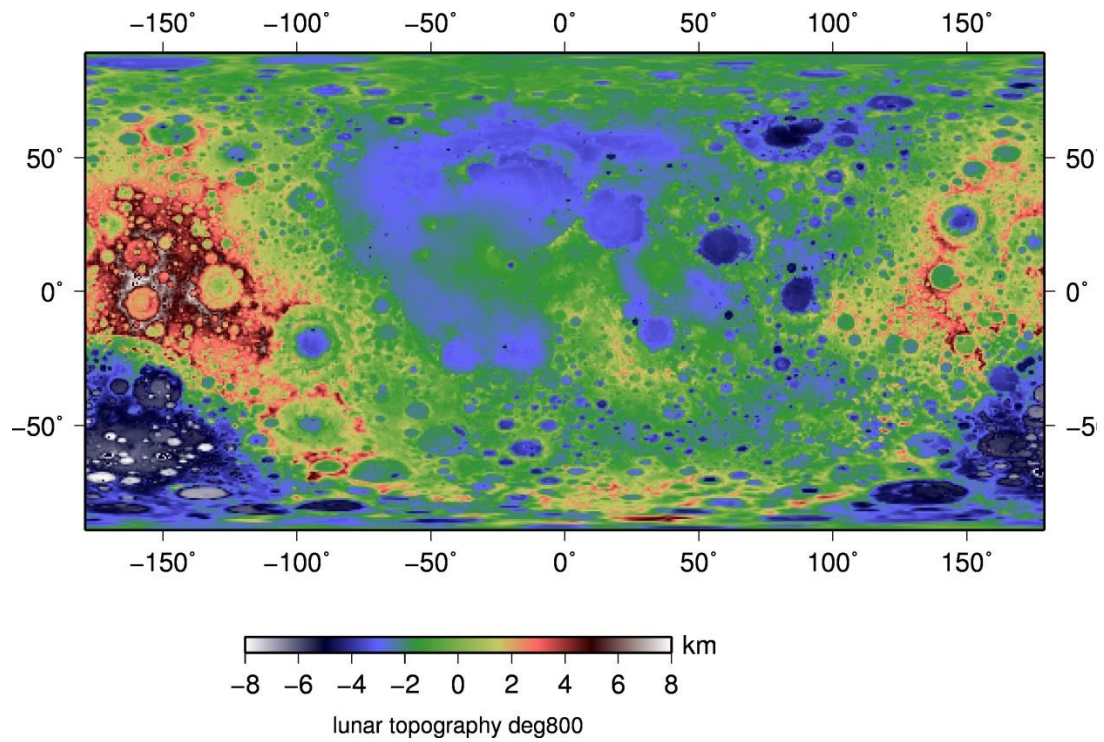


図 3-3 LOLA から解析した月の全球の地形高度図。赤色ほど地形高度が高いことを示している。この図から、裏側の方が表側よりも全体的に地形高度が高いことがわかる。球関数の次数にして 1000 次までの解像度を持ち、クレーター内部の細かい特徴まできれいに捉えている。この地形図を描くために地形高度を計算したグリッド点は 0.15 度間隔に設定した。

3. 月の表層密度の推定

3-1 表層密度を推定する意義

重力場データと地形データから月の表面密度を求めることは、月の知られざる表面・地下の構造を解明することや、月の成り立ち・起源を探ることにもつながる。重力異常データだけでは気が付かないような細かな特徴、例えばクレーターの内部やリムの特徴などを、密度を求めることで明らかにする。表層密度は 2.5 g/cm^3 と 2.9 g/cm^3 では 0.4 g/cm^3 違うだけで物質を構成する鉱物に違いがみられたり、また空孔率に大きな違いがあるなど、わずかな差でも重要な意味を含んでいることが多い。

3-2 表層密度の推定方法

一般に無限に広がった平らな層の作る重力異常は $\Delta g = 2\pi\rho Gh$ で表される。 Δg は重力異常、 ρ は層をつくる物質の密度、 G が万有引力定数、 h が層の厚さである。図 3-4 の通り、それぞれの地点で GRAIL の重力モデルから地表の重力を計算し、地形高度データと比較すると、それらは線形な関係を示し、その傾きが密度を反映している。範囲をある程度狭く取ることによって、地殻物質の密度をピンポイントで推定できる。図 3-5 は嵐の大洋にあるコペルニクスというクレーターで、手始めとしてコペルニクスの外縁の部分の密度を求めてみた。まず 2 度四方のマスで囲み、グリッドを 0.14 度に設定して枠内のグリッド点のすべてで重力異常 Δg と高度 h を比較した。この時の傾きから密度を求めると、およそ 2.67 g/cm^3 となった。(図 3-6)

この原理は重力異常の原因として地表の凹凸のみを考えているが、アイソスタシーによってモホに起伏がある場合はこの仮定は成り立たない。ちなみに、図 3-7 は Sugano & Heki (2003) による、様々な大きさのクレーターについて質量欠損を、フリーエア異常とブーゲー異常の両方を用いて求めたものである。地形と地下の構造の両者を反映したフリーエア異常ではクレーターサイズが大きくなるにつれて質量欠損も大きくなっている一方、地形による影響を取り除き、地下の構造に起因する影響を反映したブーゲー異常ではクレーターのサイズにかかわらず値がほぼ一定である。これは、月は比較的短波長の地形に関してはモホ面の起伏がほぼないことを示している。従って本研究でも、密度を推定する際には地下の構造が一様（モホ面が平坦）だと仮定して計算した。

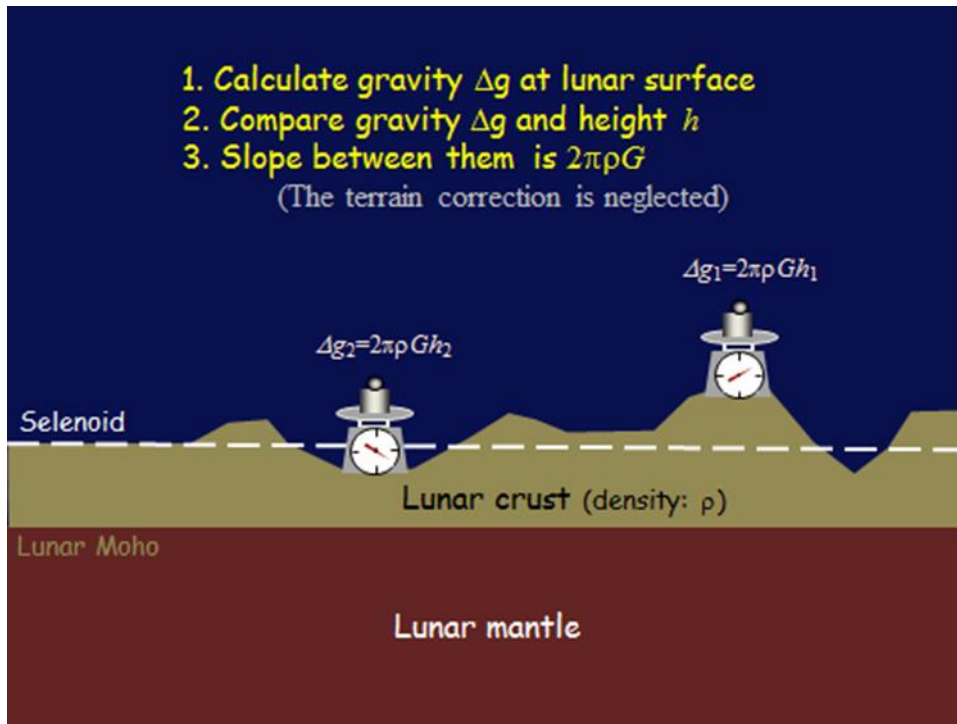


図 3-4 表層密度の推定方法。密度は重力異常 Δg と高度 h の比例関係から、 $\Delta g=2\pi\rho Gh$ を仮定して求める。ここで ρ は密度、 G は万有引力定数である。

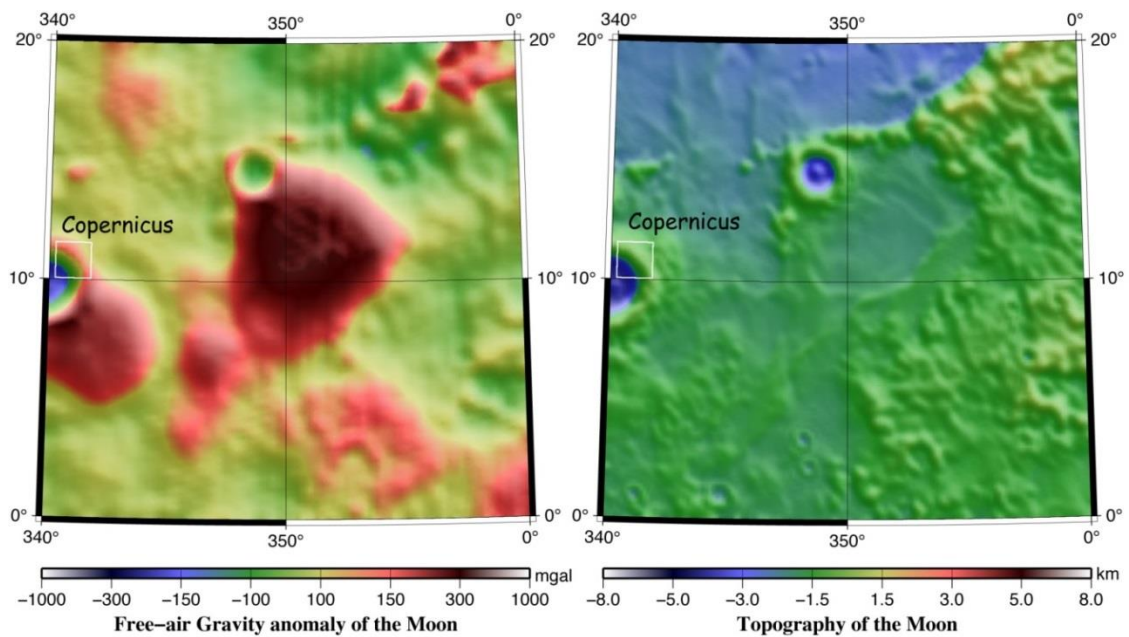


図 3-5 嵐の大洋にあるコペルニクスレーター。月の表側に存在する大きな海、嵐の大洋に存在するレーター。その下部は、地形では際立った特徴がないにもかかわらず、大きな正の重力異常を示している。

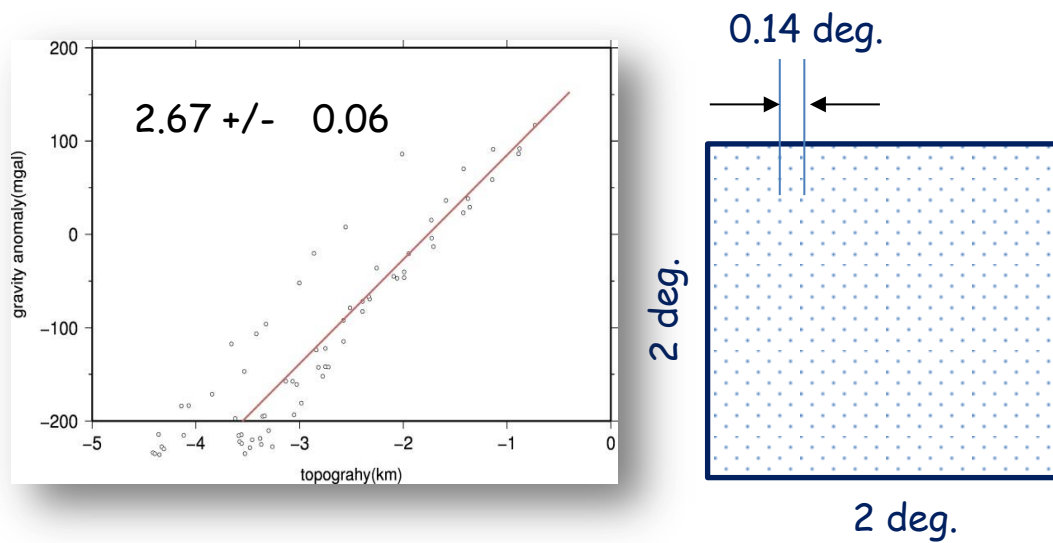
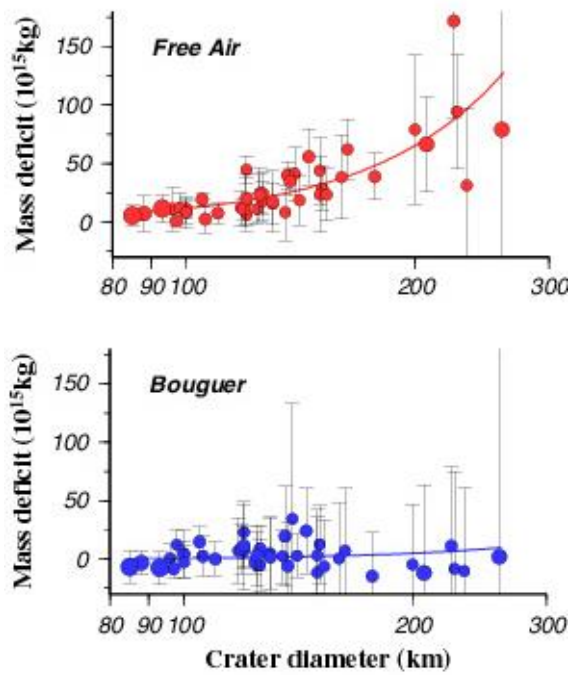


図 3-6 図 3-5 で示した四角の内部のグリッド点における地形と重力異常の関係（左図）とフィットした直線。今回はコペルニクス外縁部分から 2 度四方の領域を選び、グリッド間隔を 0.14 度に設定して重力と地形高度を比較した。傾きが $2\pi\rho G$ と仮定して求めた密度は 2.67 g/cm^3 となった。



Sugano & Heki, 2004 より

図 3-7 Sugano & Heki, 2004 によるクレーターの半径の大きさとフリーエア異常（上）とブーゲー異常（下）から推定した質量欠損を比較したもの。フリーエア異常の場合はクレーターの半径が大きくなるのに従って質量の欠損が大きくなっているが、ブーゲー異常の場合はクレーターの半径の大きさにかかわらず質量の欠損度がほぼゼロである。このことから、月では、この程度の大きさの地形に関してはアイソスタシーは成り立たず、モホ面はほとんど平らであると考えてよい。

4. 密度マップの作成

前の章で述べた方法を用いて、2度四方ごとの密度推定をある程度広域にわたって繰り返し、その分布を確かめた。図3-8はスミス海という月の裏側に存在する海の地形図である。図3-9の密度図と比較すると、両者はある程度相関があることがわかる。密度図のスミス海は全体的に紺色をしており、カラーバーにそのような色はないことから密度がうまく推定されていないことがわかる。ここでスミス海の一部の地形高度と重力異常の関係を調べてみたところ、図3-10では地形高度分布が-4 kmと-5 kmの間に密集していた。これはつまり、この調査範囲は地形高度差がほとんどないことを示している。我々の密度推定の方法では、ある程度起伏のある地域でしか成り立たず、例えば海などの平らな地域ではうまく密度が推定されないことがわかる。

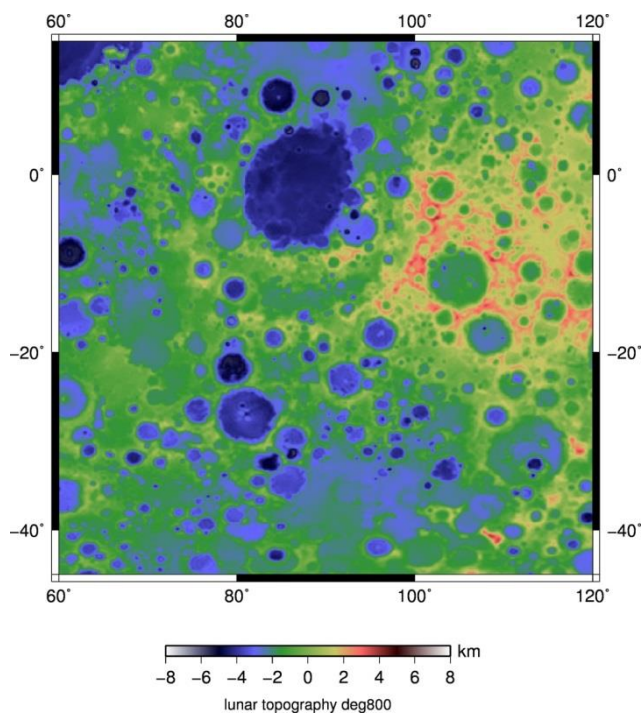


図 3-8 月の裏側に存在するスミスという月の海の地形図。カラーバーから、この地域は比較的平坦であることがわかる。

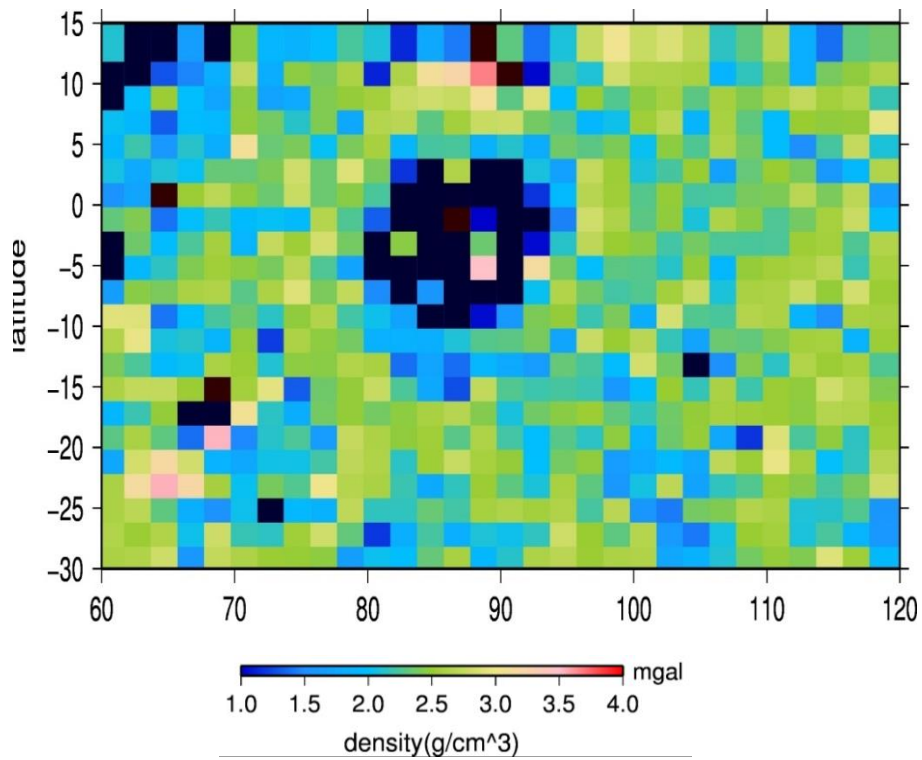


図 3-9 スミス海周辺の密度マップ。2 度四方ごとの密度推定を繰り返し、それを 1 つの図にプロット。図 3-8 の地形図とある程度相関がみられる。しかしスミス海の部分でうまく密度が推定されていない。

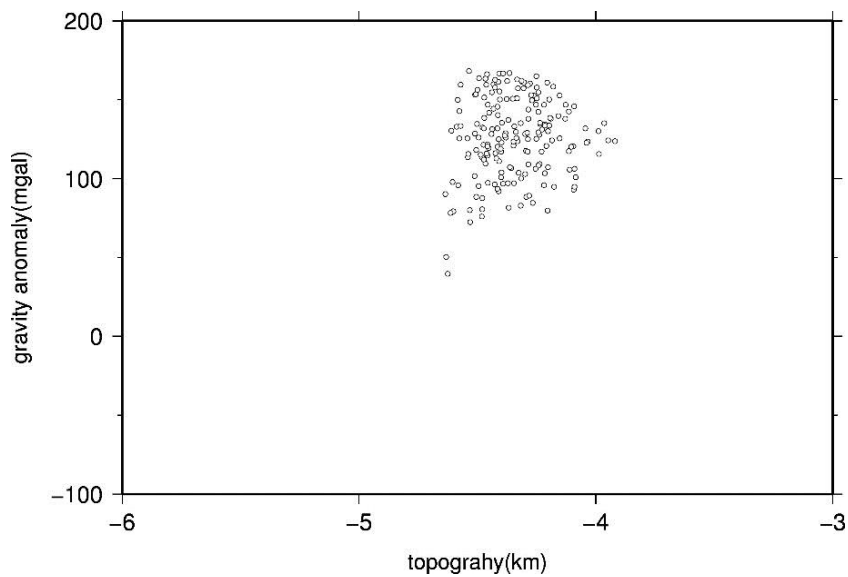


図 3-10 スミス海の平坦な地域に位置する 2 度四方のマス内部における地形高度と重力異常の関係。高度 -5km から -4km 付近に値が集中していることから、スミス海は高低差のない平坦な地形であることがわかる。このように高度と重力異常の線形関係が不明瞭な場合、密度推定はうまくゆかない。

5. クレーターのリムの密度推定

図 3-11 は月の裏側にある、コロレフという衝突盆地付近の地形図と重力異常図である。月は裏側の方が表側よりも比較的高度が高く、コロレフ盆地はその中でも特に高度が高い地域に存在する。

図 3-11 の A と B の部分の密度を推定した。A はクレーター内、B はクレーターのリムに相当する。結果、A は 2.78 g/cm^3 と標準的な密度であることがわかり、B は 2.09 g/cm^3 とやや低い密度だった。(図 3-12)コロレフ盆地付近の密度図を作成したところ、B の地域以外でもクレーターのリムの部分で密度が低くなっていた(図 3-13)。

我々はクレーターのリム部分で密度が低くなる理由を次のように考えた。隕石が衝突し、コロレフ盆地内の内容物が周囲へ堆積する。この際に堆積した物質はクレーター内部やリムの外側に比べて多孔質なため、相対的に密度が低くなる。さらに、高地であるため **heat flow** が弱く、地盤圧力が小さいことが起因し、粘弾性変形によって空隙が閉じるのを防いでいるので密度が低いまま保たれていると考えられる。

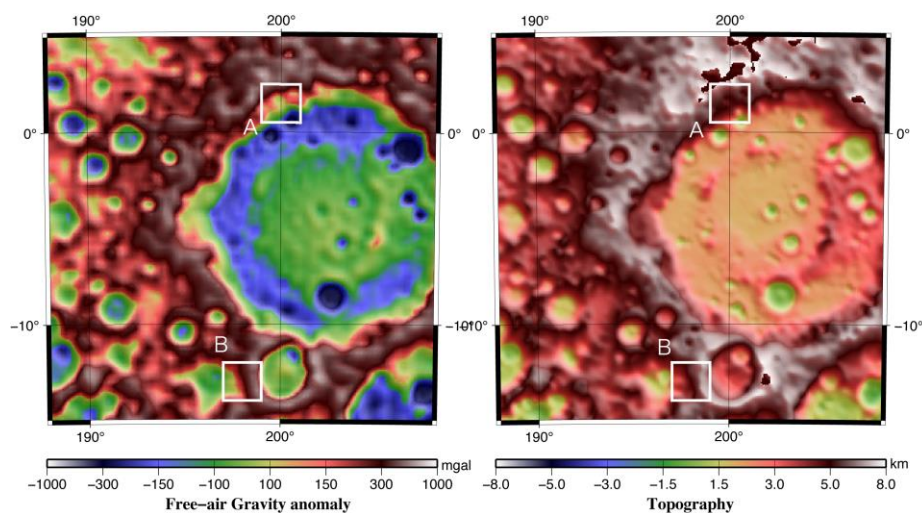


図 3-11 月の裏側に存在するコロレフ衝突盆地の重力異常図（左図）と地形図（右図）。図中の A はコロレフクレーター領域、B はクレーターのリムに相当する領域を示している。これらの 2 領域に関して密度を求めたのが図 3-12 である。

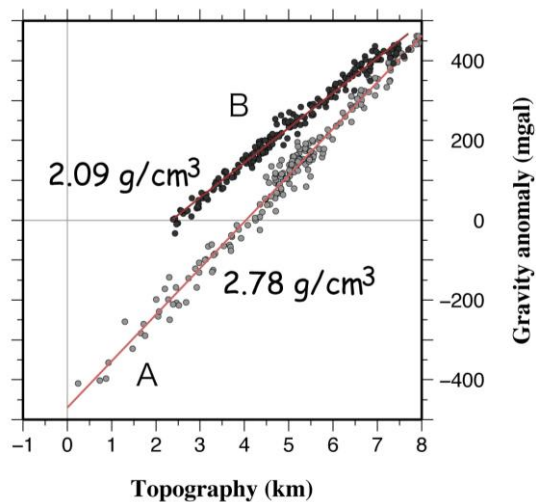


図 3-12 地形高度と重力異常の相関図。図 3-11 の 2 領域に関して、グリッド間隔を 0.14 度に設定して高度と重力異常の線形関係の傾きから密度を計算した。結果、A 領域が密度 2.78 g/cm^3 、B 領域が密度 2.09 g/cm^3 となり、クレーターのリムで密度がやや小さいことがわかった。

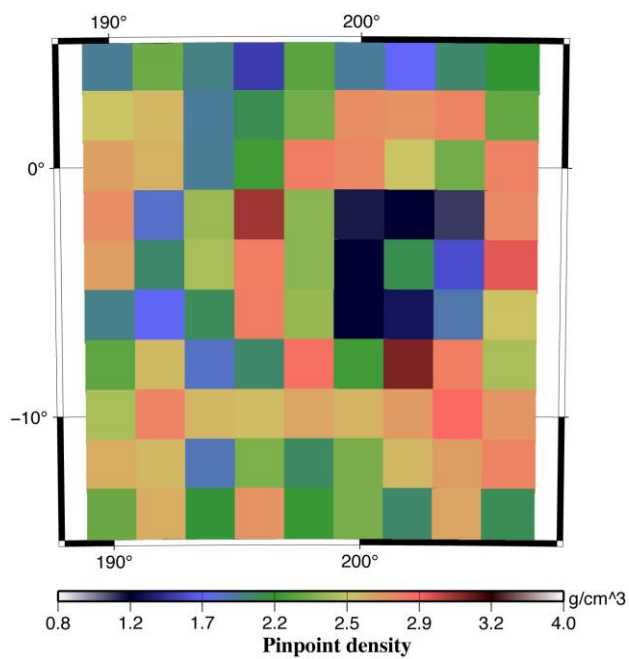


図 3-13 コロレフ衝突盆地周辺の密度マップ。ある程度広範囲で密度推定を繰り返した結果、図 3-11 の B 領域で密度が小さく推定されただけでなく、クレーターのリム部分はどこも密度が小さくなっていることがわかった。

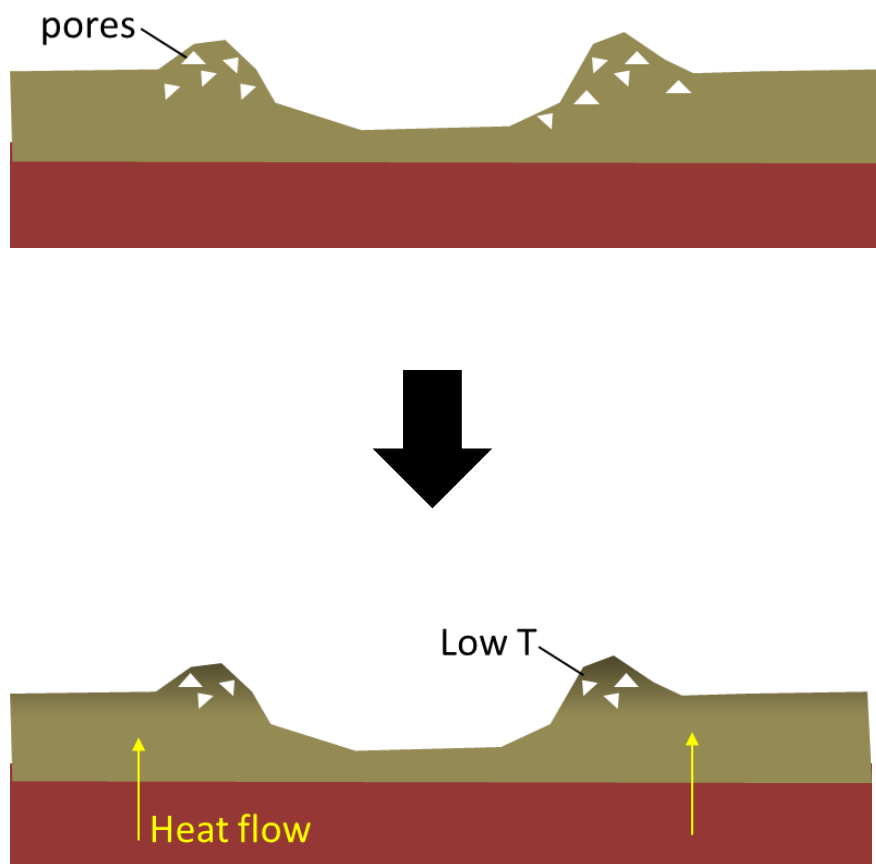


図 3-14 クレーターのリム部分で密度が小さくなることの原因を説明する仮説。衝突盆地ができる際、隕石などの物体が地表に衝突し、その際に盆地の内容物が周囲に（盆地の外縁に）堆積した。この時堆積した物質はとて多孔質だったであろう。このコロレフ衝突盆地付近は裏側の地形の中でも特段高度が高い地域であることも要因となり、heat flow が弱く地盤圧力が小さいことも起因して、リムの空孔率が小さいまま保たれて現在に至ったのかも知れない。

第4章 Level-1b data を用いた高密度物質のサイズと深さの拘束

1. Oceanus Procellarum

Oceanus Procellarum は日本語で嵐の大洋と呼ばれ、月の表側の大部分を占める海である。嵐の大洋には地形では何の特徴も見られないにもかかわらず、重力異常図ではとても大きな正の重力異常を示すといった、科学的に面白い特徴を持つ構造が見受けられる。図 4-1 はその例の 1 つで、嵐の大洋の右端に存在するエラトステネスとコペルニクスというクレーターは地形図(左図)では下部に特に変わった特徴はないが、重力異常図(右図)では大きな正の重力異常を示している。また図 4-2 では嵐の大洋を広域的に解析したところ、重力異常図に示したように図の左側には線形の重力異常が、右側には六角形状に連なる重力異常が見られる。

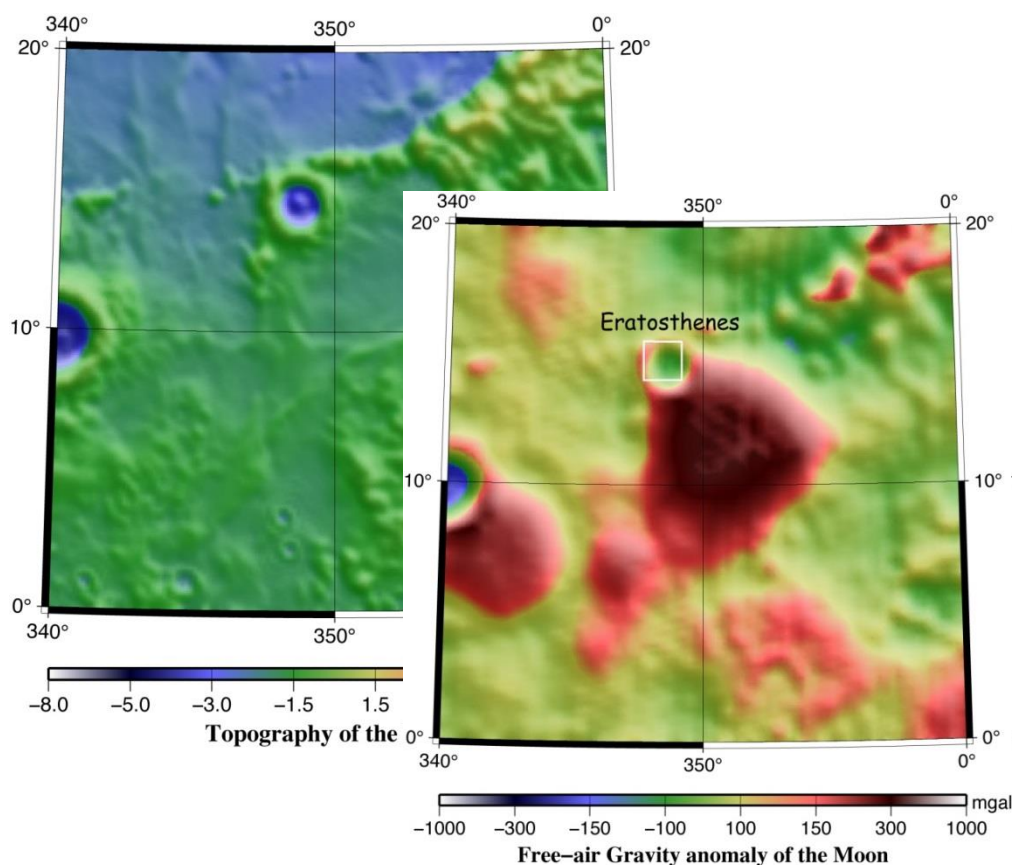


図 4-1 月の表側、エラトステネスクレーター周辺の月の地形図 (左図) と重力異常図 (右図)。これらの図から分かる通り、エラトステネスの下部は地形では何の特徴も見られないにもかかわらず、強い正の重力異常を示している。

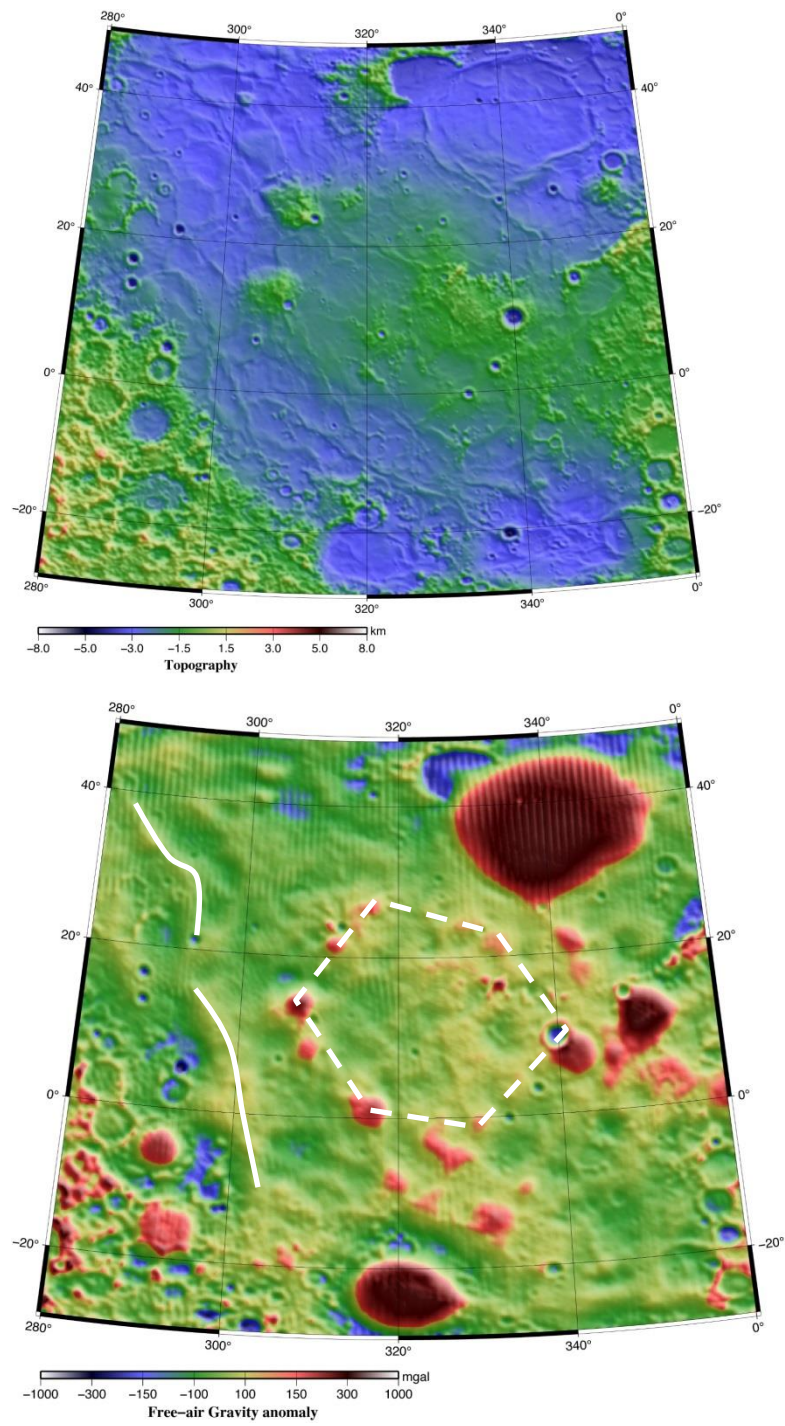


図 4-2 嵐の大洋の地形図（上図）と重力異常図（下図）。下図の重力異常図では、線形の重力異常と六角形状に連なる重力異常が存在することがわかる。

2. Oceanus Procellarum 地域の起源に関する先行研究

2014年にNatureに掲載されたAndrews-Hanna et alの論文に嵐の大洋の構造は月の内部のマグマの上昇によるもので、以前考えられていた巨大な隕石の衝突によるものではないとする記述があった。嵐の大洋はウラン・トリウム・カリウムといった熱源元素の表面濃度が高い(図4-3)ことから、熱流量が多かったことがわかる。図4-4上図の重力勾配図では、嵐の大洋に大きな五角形状の構造が見られる。Andrews-Hanna et al. (2014)は、このような縁ができた理由として次のように述べている。嵐の大洋は熱源が最近まで残っていたので示差冷却(冷え方に地域差が出る)が起こり、熱膨張の差によってリソスフェア中に水平圧縮応力が生じ、それによる割れ目がこのような縁として見えている。つまり図4-2下図に見られる五角形状の構造は、熱源の枯渇に伴う急激な冷却によって、玄武岩溶岩でよく見られる六角形の節理のパターン(図4-4下図)ができたということである(六角形が五角形になったのは月表面の曲率の影響)。

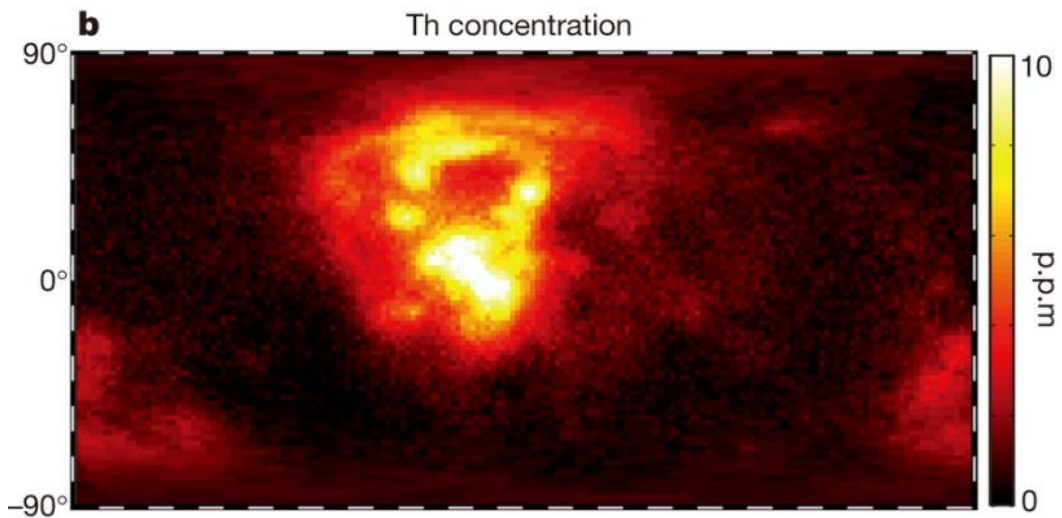


図 4-3 Andrews-Hanna et al (2014)による月のトリウムの表面濃度図。表側の嵐の大洋領域で非常に濃度が高い。

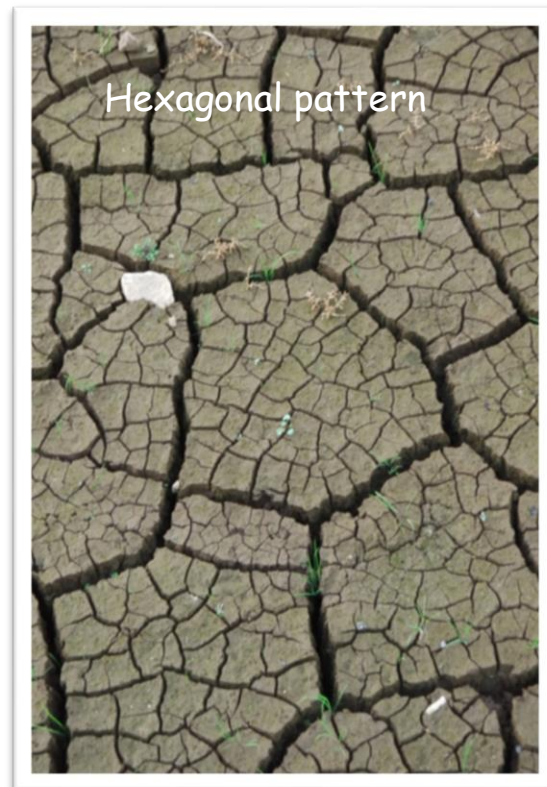
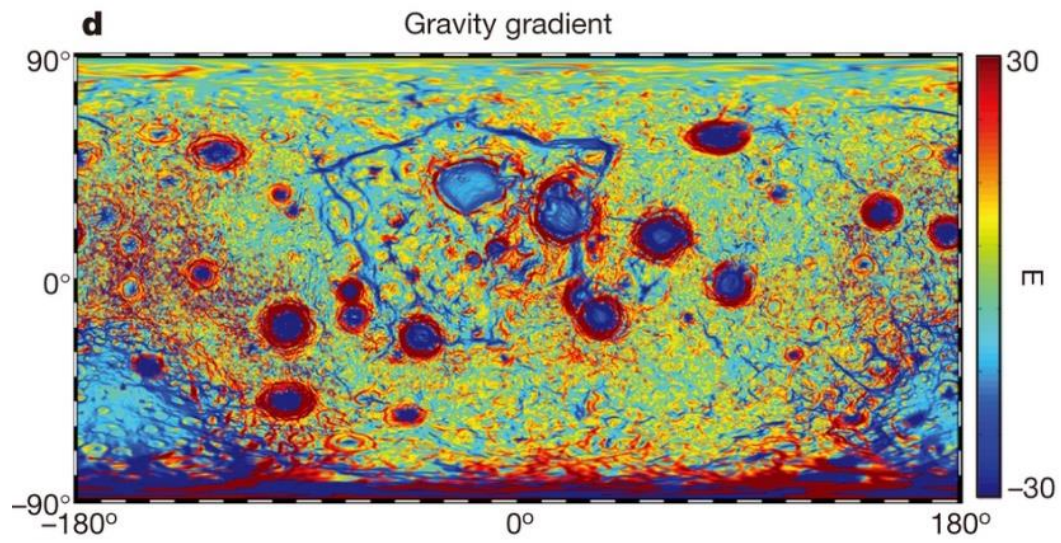


図 4-4 重力勾配図 (Andrews-Hanna et al, 2014 より)と玄武岩溶岩の六角形状の節理パターン。重力勾配図では、嵐の大洋が六角形状の重力異常に囲まれている様子がわかる。嵐の大洋にこのような異常がみられた原因としては、示差冷却によりリソスフェア中に応力が生じ、この写真のような泥の乾燥や玄武岩溶岩の冷却時によく見られる六角形状の節理のパターンができたのではないかと考えられる。

3. Oceanus Procellarum の重力異常をつくるもの

3-1 太古の Oceanus Procellarum 地域の活動

Oceanus Procellarum に存在する五角形状の構造(Fig.4-4)は、前述の先行研究の結果から、こちらも冷却に伴う節理のパターンだと考えると納得がいく。つまり嵐の大洋の地下は、太古はマグマの供給系として働いていたと考えられ、それ故に岩脈の貫入とみられる線形の重力異常(Fig.4-2)が存在する。また、所々に地形によらない大きな正の重力異常が存在するのは、高密度のマグマがマントルから地表に上昇してきたときの火道で、それがプラスの異常を作っているのではないかと推測できる。

ここで我々はこのような大きな異常をつくり出す高密度物質が、地下のどのくらいの深さのところのどのくらいの質量をもって存在しているのかを探るため、衛星間の測距データである Level-1b data を用いて推定を試みた。

3-2 Level-1b data を用いた深さと高さの推定方法

図 4-2 下図の六角形構造の一角を担うコペルニクスの南東側に存在する正の重力異常に関して、Level-1 データの GNV1B,KBR1C ファイルよりこの地域上を飛んでいるときの加速度変化を計算し、異常をつくる物質の深さとサイズを探る。まず、GNV1B ファイルよりコペルニクス上を飛んでいる日付けを特定し、その日のデータを抽出する(Fig.4-5 の白い線、経度-18 度)。質量異常を計算した箇所は図 4-5 の白いサークルで示している。我々はそのサークルの地下に円筒形の物質を想定し、円筒形の物質がどの程度の深さにどのくらいのサイズで存在すると、図 4-5 下図で示す程度の重力異常（加速度変化）がつくられるのかを推定した。原理を以下に述べる。

地下に密度の大きな物質が存在する場合、その上を衛星が飛ぶと加速度変化は二つの小さな極大に囲まれた極小値を示す(図 4-6)。衛星高度が低いほど重力異常を良く捉えられ、高高度では信号は小さくなる。そのコントラストは質量異常が存在する深さに依存する。すなわち質量異常が浅い場合は高高度と低高度で信号強度に大きなコントラストが生じるが、深い場合はそれほど大きな信号強度の差が出なくなる。我々が仮想的に円筒形の物質を想定して位置・サイズを決めて高高度・低高度の両方で比較すると、異常をつくり出す物質がどの深さにどの大ききで存在するのかある程度拘束できる。

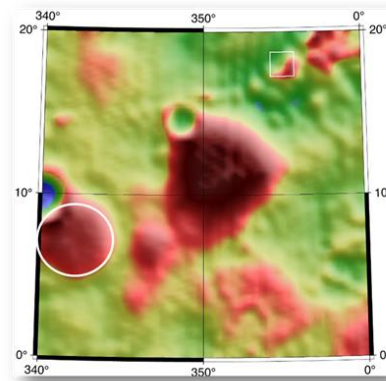
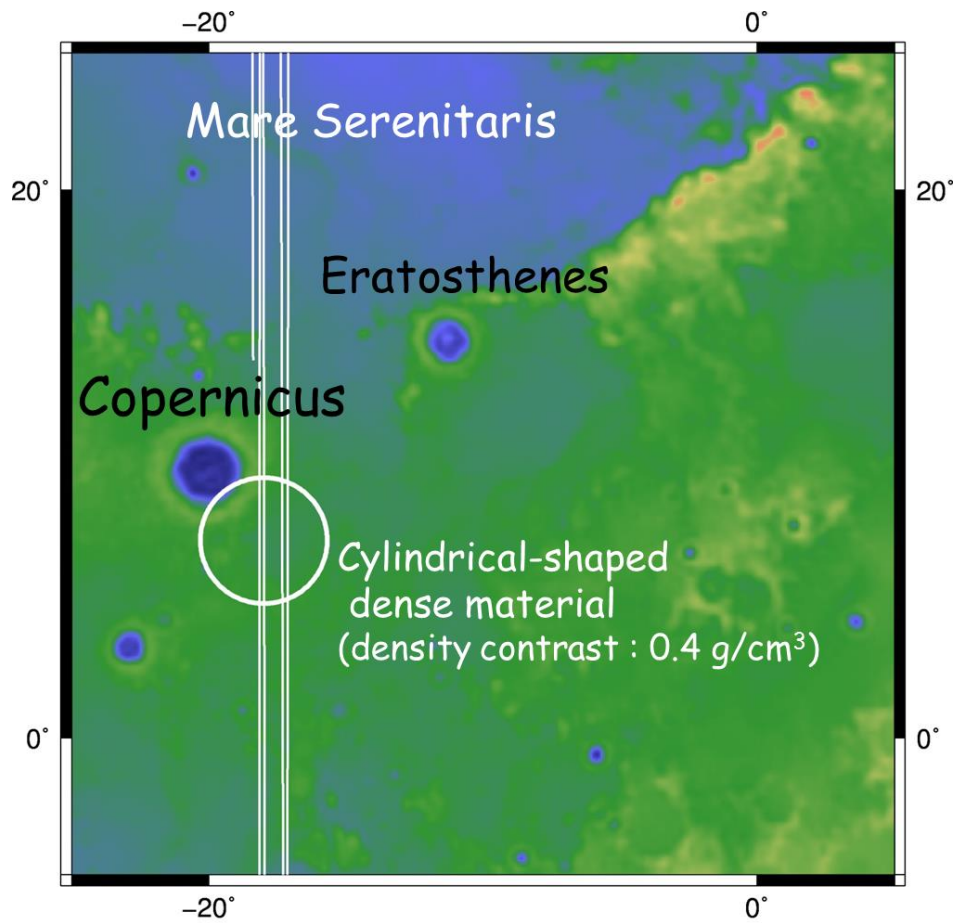


図 4-5 解析領域の地形図に示す、衛星の軌道と計算範囲。(上図) 白い円が計算範囲で直径は 2.3 度、中心は経度-18 度、緯度 7.2 度。下図はこの地域の重力異常図。白い円の直下に重力異常をつくる重い物質を想定した。白い直線は衛星の軌道を示している。また、地殻岩石と高密度物質（玄武岩質溶岩）の密度コントラストは 0.4 g/cm^3 に設定した。

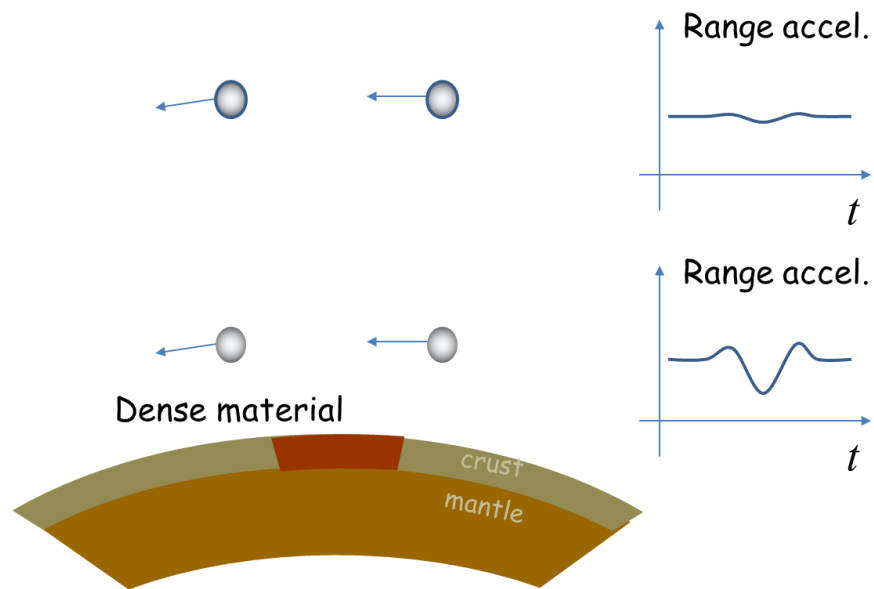


図 4-6 2機の衛星は密度の大きい場所の上空を通過すると、二つの小さな正の加速度変化と大きな負の加速度変化を示す。衛星の高度が低いほど、加速度変化の感度が良い。

4. コペルニクスレーターの地下に存在する物質のサイズと深さの拘束

前述に示す方法で実際に計算したところ図 4-8,9 のようになる。白いサークル上を飛んでいる日付で、かつ図 4-7 に示すように低・中・高の 3 高度を飛んでいるデータを選択する。コペルニクスの場合、2012 年 4 月 1 日・5 月 12 日・5 月 26 日の 3 日分のデータを用いた。白いサークルの直径は 2.3 度で中心点は経度-18 度、緯度 7.2 度、密度コントラストを 0.4 g/cm^3 と設定した。図 4-8 は円筒の深さを地下 50km、高さを 15km としたときの、衛星の 3 高度での加速度変化、図 4-9 は円筒の深さを地下 15km、高さを 13km としたときの加速度変化を示す。黒い曲線は観測値、赤い曲線はモデル計算値である。前述の通り、観測値は低高度のとき良く捉えられている。ここで図 4-8 は深さ 50km のとき、モデル計算値の赤い曲線が観測値と相関が見られないため、重力異常をつくる物質は 50km 以上の深さにはないことがわかる。一方、図 4-9 は深さ 15km のときは観測値と計算値が良くフィットしており、このような位置とサイズの物質が異常をつくりだしているのだと推測できる。深いところに円筒を想定した場合、円筒の高さを極端に高くすればモデル計算値は観測値に近づくが、理論的に考えてそのような深さにとてもサイズの大きい物質が存在するとは考えられないので、高さは高く設定し過ぎないようにしなければならない。

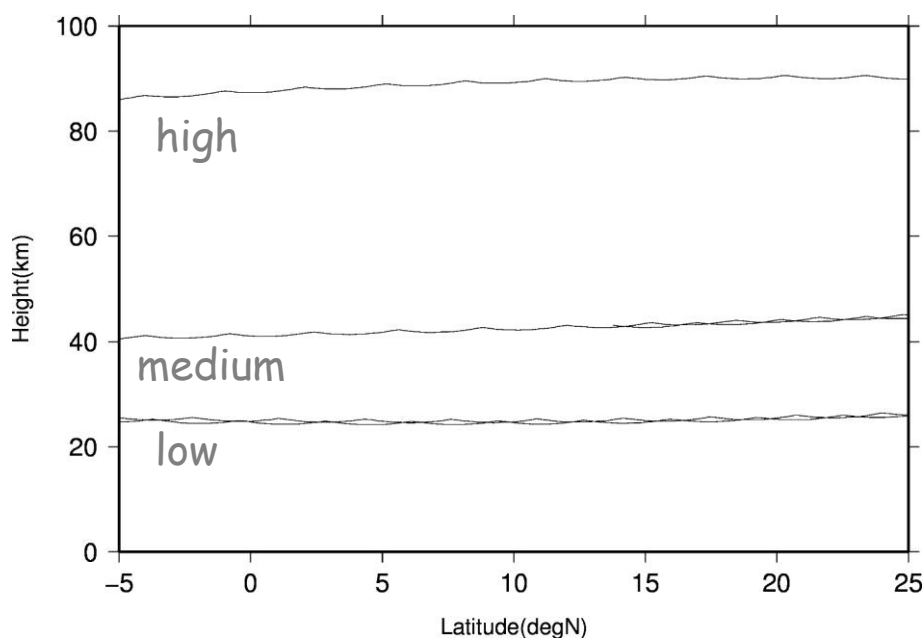


図 4-7 衛星の軌道高度。高さおよそ 25km、40km、90km の 3 高度を衛星が飛んでいるときをデータから取り出した。

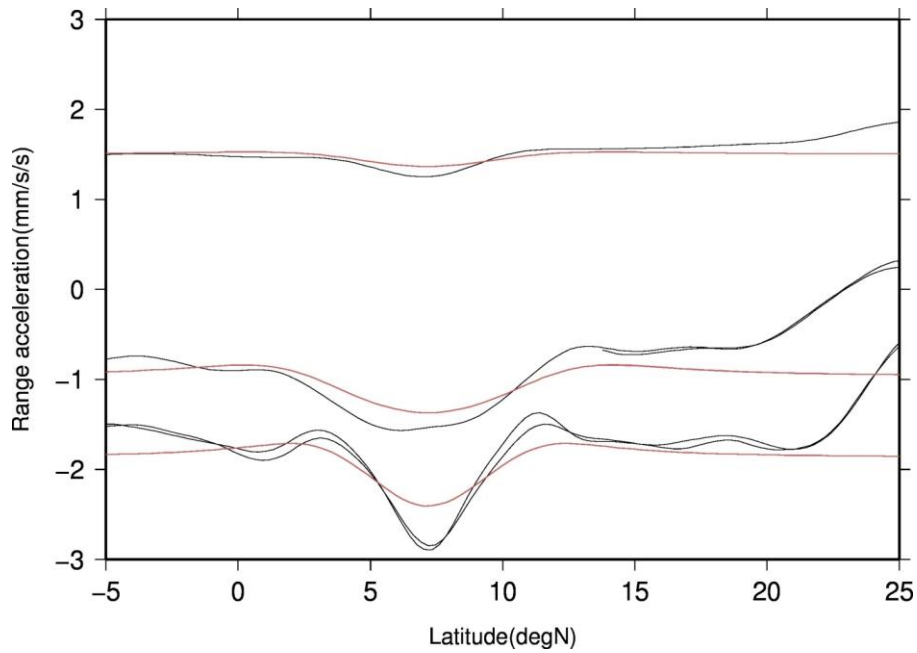


図 4-8 深さ 50km、高さ 15km に設定し、計算した場合の衛星の加速度変化。図 4-5 の白い円下に密度の大きい円筒形の物質を想定した。赤線・黒線が 3 つに分かれているのは、図 4-6 に示した 3 高度を衛星が飛んでいるときのデータで計算したためである。赤線がモデル計算値、黒線が観測値である。衛星が地表に近い高さを飛んでいるときが一番上手く重力を捉えることができおり、図に示す通り加速度変化が大きい。この深さとサイズで計算した場合は、モデル計算値が観測値と大きくずれており、このような深いところに強い正の重力異常を生み出す物質は存在しないことがわかった。

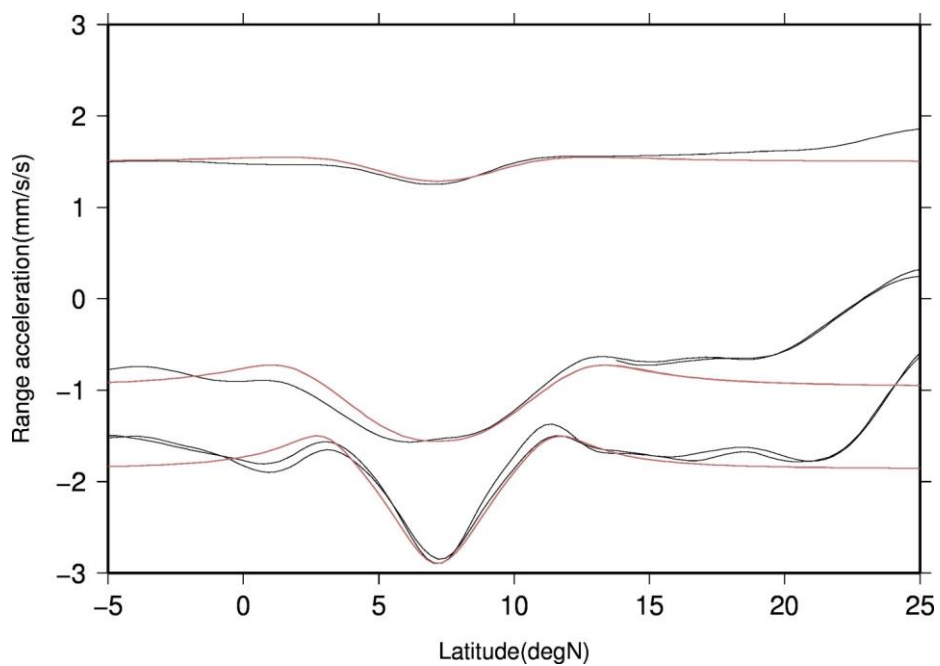


図 4-9 深さ 15km、高さ 13km に設定し、計算した場合の衛星の加速度変化。こちらも図 4-7 と同じように図 4-5 の白い円下に円筒形の物質を想定した。赤線のモデル計算値と黒線の観測値は 3 高度で概ね一致していることから、深さ 15km 程度に高さが 13km ほどのサイズの物質が存在し、強い正の重力異常を生み出していると推測できる。また、円筒形の物質を地表近くに設定した場合でも、衛星が高高度のときは加速度の感度が悪いため中高度・低高度の場合で比較するのが良い。

次にコペルニクスの右隣、エラトステネスクレーター地域（図 4-10）に関して、円筒形の物質のサイズと深さの加速度変化を拘束した。データは 2012 年 4 月 1 日・5 月 12 日・5 月 26 日分を用いた。白いサークルの中心は経度-7.5 度、緯度 11.5 度、密度コントラストは 0.4 g/cm³ に設定した。また、衛星の軌道高度はコペルニクスと同じようにエラトステネス上空を低・中・高の 3 高度を飛んでいるときのデータを抽出した。図 4-11 は白いサークルの地下に仮定した円筒形の高密度物質の中心までの深さを 30km、円筒の高さを 14km と設定した場合の加速度変化である。特に低高度の場合で計算値と観測値の加速度変化に良い一致が見られない。図 4-12 は円筒の中心までの深さ 9km、円筒の高さを 14km に設定した場合の結果。図 4-9 のコペルニクス周辺の加速度変化を計算したときよりも、高高度の加速度変化の信号が大きいためコペルニクス周辺よりも浅い位置に高密度物質が存在するのであろうと予測し、円筒の中心までの深さを浅めに設定したところ、それぞれの高度で良い一致が見られた。

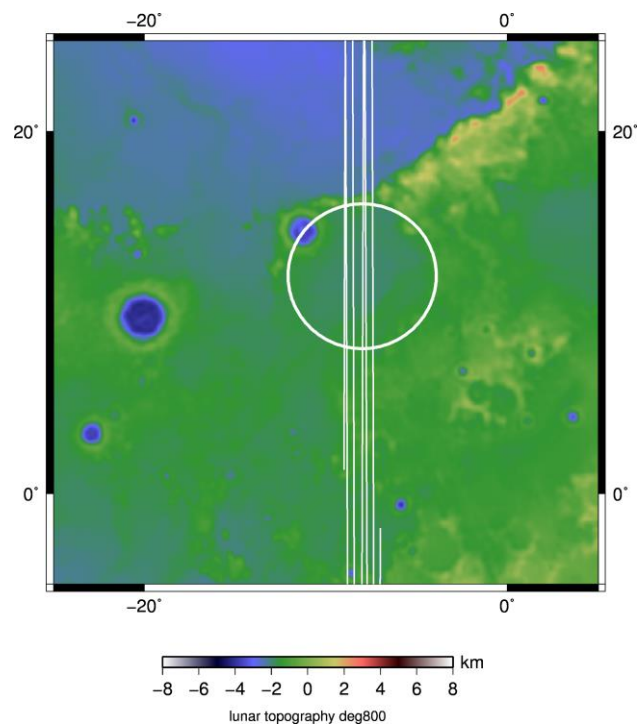


図 4-10 解析領域の地形図に示す、衛星の軌道と計算範囲。(上図) 白い円が計算範囲で直径は 2.3 度、中心は経度-18 度、緯度 7.2 度。下図はこの地域の重力異常図。図 4-5 同様白い円の直下に重力異常をつくる重い物質を想定した。白い直線は衛星の軌道を示している。また、密度コントラストは 0.4 g/cm^3 に設定した。

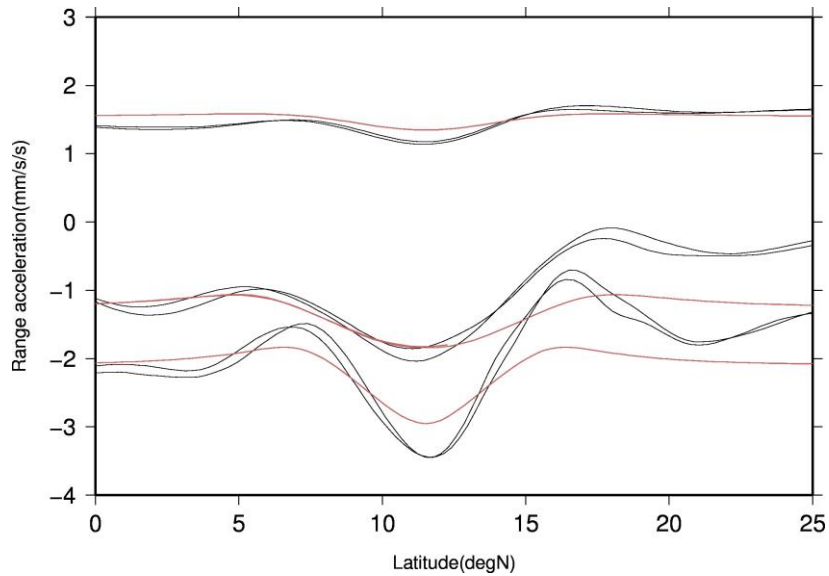


図 4-11 深さ 30km、高さ 14km に設定し、計算した場合の衛星の加速度変化。図 4-10 の白い円下に密度の大きい円筒形の物質を想定した。この深さとサイズで計算した場合は、モデル計算値が観測値と大きくずれており、このような深いところに強い正の重力異常を生み出す物質は存在しないことがわかった。

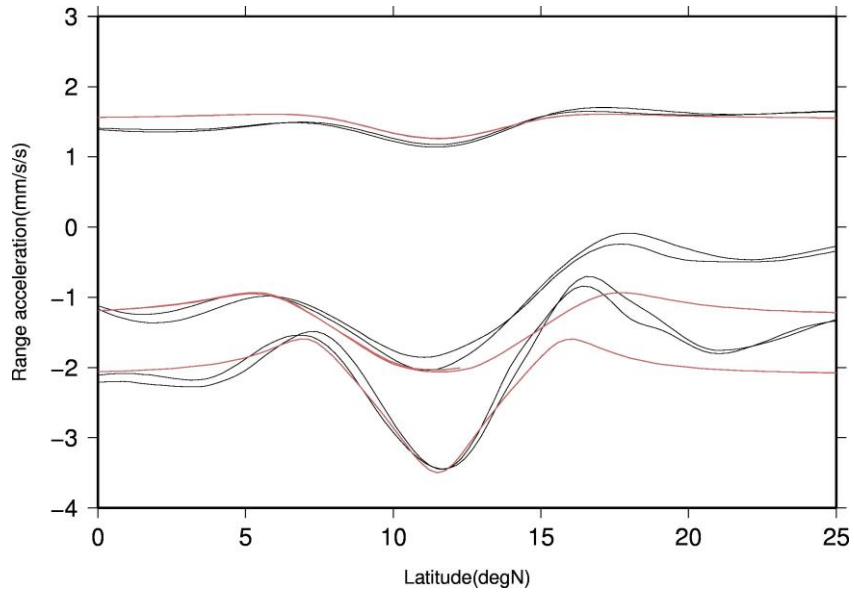


図 4-12 前 2 か所よりも高高度の場合で加速度変化の信号が大きくなっていることから、前 2 か所より浅い位置に高密度物質が存在することがわかる。それゆえ深さ 9km、高さ 14km と浅めに設定したところ、赤線のモデル計算値と黒線の観測値は 3 高度で概ね一致していることから、深さ 9km、高さが 14km 程度の高密度物質が強い正の重力異常を生み出していると推測できる。

次にマリウスという嵐の大洋に存在する地域の、円筒形の高密度物質の加速度変化による深さと高さの拘束を試みた。嵐の大洋はかつて火山活動が活発だった地域として知られ、その中でもマリウスは比較的最近まで火山活動があった地域で、その証拠にリルと呼ばれる細長い裂溝や火山性のクレーター、楕状火山がこの地域周辺に多数存在する。

2012年3月8日・5月1日・5月29日の3日分のデータから前2か所と同じく低中高の3高度を白いサークル上を飛んでいるときのデータを抽出した。白いサークルの中心は経度-52.5度、緯度13.8度、半径は1.5度。

図4-14は円筒の中心までの深さ30km、円筒の高さ14kmに設定した際の加速度変化を示している。前2か所同様に深さ数十キロに及ぶ場所にはこの地域の正の重力異常を生み出すような高密度物質は存在しないことがわかる。一方円筒の中心までの深さ14km、円筒の高さ14kmに設定した際の加速度変化(図4-15)はそれぞれの高度で良い一致を示している。(緯度17度付近で加速度が正を示しているのは別の異常を捉えている)

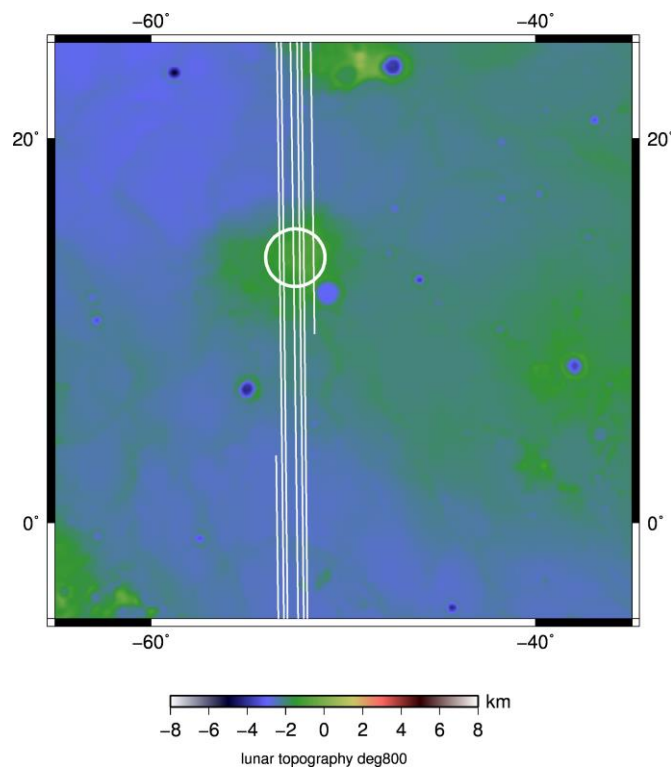


図 4-13 解析領域の地形図に示す、衛星の軌道と計算範囲。(上図) 白い円が計算範囲で半径1.5度、中心は経度-52.5度、緯度13.8度。下図はこの地域の重力異常図。図4-5,10同様白い円の直下に重力異常をつくる重い物質を想定した。白い直線は衛星の軌道を示している。また、密度コントラストは0.4 g/cm³に設定した。

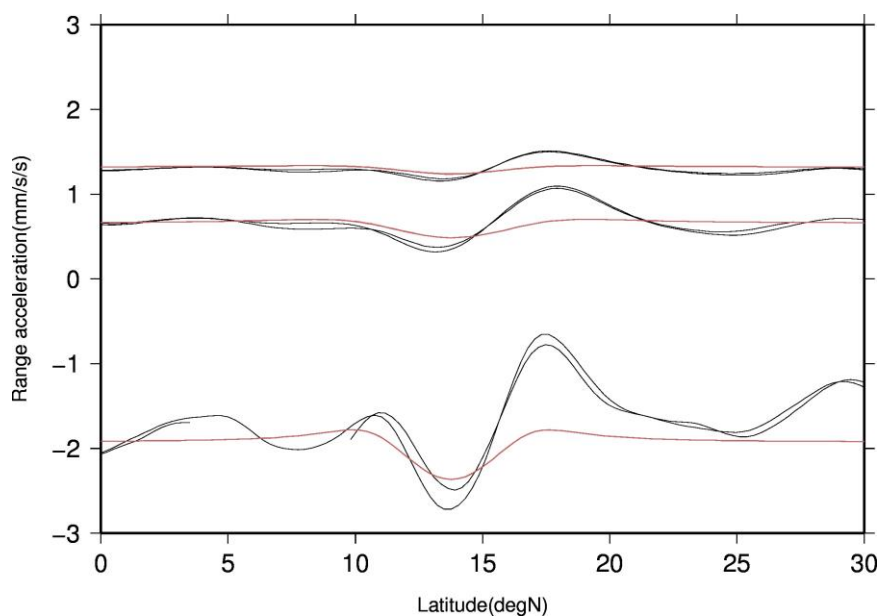


図 4-14 深さ 30km、高さ 14km に設定し、計算した場合の衛星の加速度変化。図 4-13 の白い円下に密度の大きい円筒形の物質を想定した。この深さとサイズで計算した場合は、モデル計算値が観測値と大きくずれており、このような深いところに強い正の重力異常を生み出す物質は存在しないことがわかった。

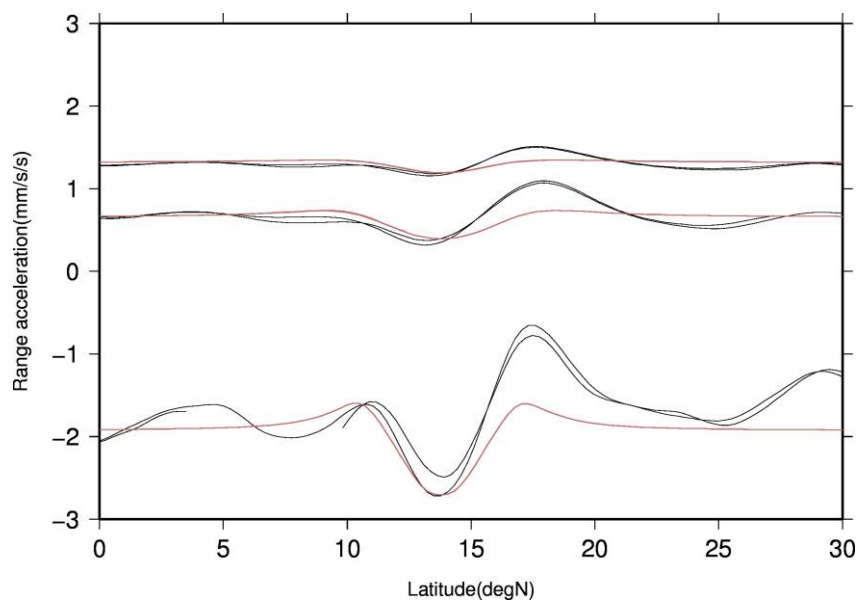


図 4-15 深さ 14km、高さ 14km に設定し、計算した場合の衛星の加速度変化。図 4-13 の白い円下に密度の大きい円筒形の物質を想定した。赤線のモデル計算値と黒線の観測値は 3 高度で概ね一致していることから、深さ 14km 程度に高さが 14km ほどのサイズの物質が存在し、強い正の重力異常を生み出していると推測できる。緯度 17 度付近の正のピークは北側に隣接する負の重力異常に起因している。

総括

初めに **Level-2 data** に先立って公開された **Level-1b data** を用いて月の重力場の推定を試みた。一分毎の衛星の位置と速度が与えられている **GNV1B** データと、衛星間の距離、距離変化率、距離変化の加速度が 5 秒毎に与えられている **KBR1B** データの衛星高度の低い部分（高度 **25km** 以下）を取り出して、距離変化加速度を観測データとして月面上の質量分布をパラメータ推定した。**2012/3/6-7** の 2 日間の加速度観測値をデータとして求めた表側の湿りの海と呼ばれるマスコンの重力異常分布、**2012/5/28-29** の 2 日分のデータを用いて推定した裏側のメンデレーエフと呼ばれる衝突盆地付近の重力異常分布、および **2012/5/21-24** の 4 日分のデータを用いて推定した裏側の非マスコンの衝突盆地であるコロレフ付近の重力異常分布を推定した。マスコンと非マスコンでは、衝突盆地上空の加速度の異常が逆の符号を示し、前者では負、後二者では正の異常を示す。それに対応して推定された重力異常もそれぞれ正および負となっており、わずか数日間の **Level-1b data** でも重力異常がある程度推定できることが示された。

地形が作る重力異常は $\Delta g = 2\pi\rho Gh$ で近似される。 Δg が重力異常、 ρ が地形を作る物質の密度、 G が万有引力定数、 h が地形高度である。様々な地点で表面における重力異常をストークス係数から計算し、地形データと比較することによって密度を求めることができる。本研究では月の裏側にある、コロレフという衝突盆地付近の密度をピンポイントで求めた。グリッドを **0.14 度** に設定し、選択地域を **2 度四方**（ $\sim 60\text{km}$ 四方）のマスで囲み、その領域の平均密度を求める。**2 度四方** ごとの密度推定を繰り返すことによって密度マップを作成した結果、クレーターのリムの部分で密度が周囲よりも低くなる（**2.09 g/cm³** など）傾向があることがわかった。本研究ではその理由を次のように考えた。隕石が衝突し、コロレフ盆地内の内容物が周囲へ堆積する。この際に堆積した物質はクレーター内部やリムの外側に比べて多孔質なため、相対的に密度が低くなる。さらに、高地であるため **heat flow** が弱く、地盤圧力が小さいことが起因し、粘弾性変形によって空隙が閉じられずに密度が低いまま保たれた可能性が示唆できる。

最後に **Oceanus Procellarum**（嵐の大洋）と呼ばれる地形で、凸地形が見られないにもかかわらず大きな正の重力異常を示す地域に関して、そのような異常を生み出す高密度物質が地下のどのくらいの深さにどの程度のサイズで存在しているのかを、**Level-1b** の衛星間距離の加速度変化を計算することで拘束を試みた。本研究ではコペルニクス・エラトステネス・マリウスという地域の正重力異常を示す 3 か所の地下に円筒形の物質を想定し、**Level-1** データの **GNV1B, KBR1C** ファイルを用いて加速度変化を計算した。これら 3 か所では、円筒の中心までの深さを深くしすぎると（およそ深さ **30km** 以上）円筒を大きくしても計算値と観測地の加速度変化に良い一致が見られないことから高密度物質はこのような深部には存在しないことがわかる。一方深さ **15km** 以下、高さが $\sim 15\text{km}$ に設定した場合は良い一致が見られた。嵐の大洋はかつて火山活動

が盛んだった地域であり、このような凸地形でないのに正の大きな重力異常が見られる原因としては先行研究(Andrews-Hanna et al, 2014)で示唆されている通り、玄武岩質マグマがマントルから地上に上昇してきた際の火道ではないかと考えられる。その火道が、本研究の円筒形の高密度物質として拘束した深さとサイズで前述の3か所の地下に存在するのだろう。

謝辞

私は、3年間の研究生生活で非常にたくさんの方々にお世話になりました。特に指導教官の日置幸介教授には大学4年生の頃から3年間ご指導いただき、大変感謝しております。大学4年生の頃は論文の読み方、探し方、月惑星に関する最新の研究やプログラミング言語などを1から教えていただきました。修士1年の頃は研究は勿論のこと、初めて学会で研究発表をするにあたり、口頭発表・ポスター発表それぞれの特性や発表の仕方なども学ばせていただき、そのご指導の甲斐があって修士2年では3年間で一番充実した研究生生活を送ることができました。日置先生はたくさんの方で発表する機会を提供してくださり、国内学会のみならず国際学会にも参加できました。特にサンフランシスコで開催された American Geophysical Union (AGU) では私自身の研究を少なからず海外に発信できたことや、海外の研究のレベルを肌で感じることができ、大変貴重な経験をさせていただき一生の思い出となりました。今後どのような道に進んでも必ずどこかでこの経験が役に立つと思います。また、私は高校生の頃から月の研究をしたいと願ってきたため、それが日置先生のもとで実現できたことも大変嬉しく思います。故に日置先生には言葉では表せない程に感謝しております。

さらに、私が所属している固体地球物理学ゼミの小山順二教授は、ゼミでの発表の際に月の研究に関してたくさんの方の助言をくださり、AGUに参加する際も研究発表や研究以外の様々なことも教えていただきました。その他、同研究室の古屋正人教授、同ゼミの蓬田清教授にもお世話になりました。感謝申し上げます。

そして、3年間の研究生生活でともに苦楽を乗り越えてきた研究室の同期にも感謝しております。素晴らしい同期に恵まれたからこそ切磋琢磨し、非常に充実した3年間を送ってこられたのだと思います。また研究室の先輩方も、私が研究で行き詰まったり何か困ったことがあった時に幾度も助けていただきました。それに、1日の大半を研究室で過ごす私にとって、同室のメンバーの存在も非常に支えとなりました。

ここに、私と関わったすべての方々へ心より感謝申し上げます。

リファレンス

<http://science.nasa.gov/missions/grail/>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/target/Moon>

http://www.kaguya.jaxa.jp/ja/equipment/rsat_j.htm

http://granite.phys.s.u-tokyo.ac.jp/ando/DPF091124/DPF091124_Matsumoto.pdf

<http://lro.gsfc.nasa.gov/>

日置幸介 地球物理学講義ノート

(http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/~heki/pdf/Phys_inter.pdf)

Andrews-Hanna, J. C. et al., 2012. Ancient Igneous Intrusions and Early Expansion of the Moon Revealed by GRAIL Gravity Gradiometry, *Science* Vol. 339, no. 6120 pp. 675-678, DOI: 10.1126/science.1231753

Andrews-Hanna, J. C. et al., 2014. Structure and evolution of the lunar Procellarum region as revealed by GRAIL gravity data, *Nature*, Volume 514, Issue 7520, pp. 68-71, DOI: 10.1038/nature13697

Besserer, J. et al., 2014. GRAIL gravity constraints on the vertical and lateral density structure of the lunar crust, *Geophysical Research Letters*, Volume 41, Issue 16, pp. 5771-5777, DOI: 10.1002/2014GL060240

Bethell, G. et al., 2010. STRUCTURE AND FORMATION OF THE LUNAR FAR SIDE HIGHLANDS, *Science* Vol. 330 no. 6006 pp. 949-95, DOI:10.1126/science.1193424

Hanada, H. et al., 2008. The Exploration of Lunar Gravity by VLBI Observations of SELENE (Kaguya), *Trans. JSASS Space Tech. Japan* Volume 7, No. ists26, pp. Tk_1_Tk5, 2009

- Jutzi, M., Asphaug, E., 2011. Forming the lunar farside highlands by accretion of a companion moon, *Nature* Volume 476, p69–72, DOI: 10.1038/nature10289
- Kaula, W. M., 1963. The investigation of the gravitational fields of the Moon and planets with artificial satellites, *Adv. Space Sci. Technol.*, 5, pp 210-230.
- Kaula, W. M., 1966. *Theory of Satellite Geodesy*, (Blaidell, Waltham)
- Konopliv, A. S. et al., 2011. The Dawn Gravity Investigation at Vesta and Ceres, *Space Sci Rev* Volume 163 pp. 461-486, DOI: 10.1007/s11214-01109794-8
- Konopliv, A. S. et al., 1998. Improved Gravity Field of the Moon from Lunar Prospector, *Science* Volume 281 no. 5382 pp. 1476-1480, DOI: 10.1126/science.281.5382.1476
- Mayer-Guerr, T. et al., 2004. The Regional Refinement of Global Gravity Field Models from Kinematical Orbits, *Proceedings of the Joint CHAMP/GRACE Science Meeting*. Geo Forschungs Zentrum Potsdam, July 6-8, p.14.1
- Miljković, K. et al., 2013. Asymmetric Distribution of Lunar Impact Basins Caused by Variations in Target Properties, 44th Lunar and Planetary Science Conference, in The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1719, p.1926
- Namiki N. et al., 2009. Farside Gravity Field of the Moon from Four-Way Doppler Measurements of SELENE (Kaguya), *Science*, Volume 323, Issue 5916, pp. 900-905, DOI: 10.1126/science.1168029
- Neumann, G. A. et al., 2009. Seeing the Missing Half, *Science* Volume 323 no. 5916 pp. 885-887, DOI: 10.1126/science.1170655
- Nakamura, R. et al., 2012. Compositional evidence for an impact origin of the Moon's Procellarum basin, *Nature Geoscience* Volume 5, p775–778, DOI: 10.1038/ngeo1614

- Parmentier, E. M., et al., 2002. Gravitational differentiation due to initial chemical stratification: origin of lunar asymmetry by the creep of dense KREEP?, *Earth Planet, Science Letters*, 201 pp. 473-480.
- Sjogren, W. L. et al., 1972. Lunar Gravity via Apollo 14 Doppler Radio Tracking, *Science*, Volume 175, pp165-168, DOI:10.1126/science.175.4018.165
- Sugano, T. and K. Heki, 2004. High resolution lunar gravity anomaly map from the Lunar Prospector line-of-sight acceleration data, *Earth Planets Space*, Volume 56, pp81-85.
- Sugano, T. and K. Heki, 2005. Isostasy of the Moon from high-resolution gravity and topography data, Implication for its thermal history, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24703, doi:10.1029/2004GL022059.
- Wieczorek, M. A. et al., 2013. The Crust of the Moon as Seen by GRAIL, *Science*, Volume 339, Issue 6120, pp. 671-675, DOI: 10.1126/science.1231530
- Zuber, M. et al., 2012. Gravity Field of the Moon from the Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) Mission, *Science* Volume 339 no. 6120 pp. 668-671, DOI: 10.1126/science.1231507
- 橋本実奈、2013. 月惑星の重力場におけるカウラ則とカウラ定数のスケーリング則、北海道大学理学部 卒業論文
- 橋本実奈、日置幸介、2013. 月惑星の重力場におけるカウラ定数とそのスケーリング則、*測地学会誌* 第59巻 第4号 163-166頁