



月球 Marius Hills 盾形火山密度和岩石圈弹性厚度

黄倩^{①*}, 肖龙^①, 平劲松^②, 肖智勇^①, 乔乐^①, 赵健楠^①

① 中国地质大学(武汉)地球科学学院行星科学研究所, 武汉 430074;

② 月球与深空探测重点实验室, 中国科学院国家天文台, 北京 100012

*联系人, E-mail: qianhuang@cug.edu.cn

收稿日期: 2013-07-03; 接受日期: 2013-09-03

中国博士后科学基金(编号: 2012M520070)、中央高校新青年教师科研启动基金(编号: CUG120810)和嫦娥专项基金(编号: CUG130106)资助

摘要 Marius Hills 火山高原位于月球正面风暴洋区域, 具有丰富的火山建造遗迹, 包括火山穹窿, 火山锥和月溪等. 该区域保留了月海火山作用的典型特征, 为研究月海热演化历史提供了有利的窗口. 受以往观测数据类型的限制, 大多数研究都是针对该区域的表面形貌和物质成分特性的分析, 缺乏对月海火山次表层和内部结构等重要火山特征的研究. 本文利用月球正面高分辨率地形和重力数据, 结合附加表面和内部载荷的弹性薄壳均衡模型, 对该火山区域的平均月壳密度, 岩石圈弹性厚度和表面内部载荷比等参数进行定量约束. 结果显示该区域月壳密度较高, 为 3040 kg m^{-3} , 具有典型的月海玄武质的密度特征; 地下可能存在侵位较浅的岩浆房或岩床状侵入体或是岩浆充填了壳层松散的区域; 该区域的岩石圈弹性厚度较小, 约为 4 km , 反映该区域在形成过程中富集了大量的热, 该结果与通过光谱矿物分析得到的风暴洋区域富集产热元素(如钍)的结果一致.

关键词 月球, 盾形火山, Marius Hills, 密度, 岩石圈弹性厚度

PACS: 96.20.Br, 96.20.Dt, 96.20.Jz, 96.20.-n

doi: 10.1360/132013-330

1 引言

月球表面溢流型火山活动的产物覆盖了月球表面大约 17% 的面积, 主要分布在月球正面的月海区域. 月海玄武岩的形成时间从酒海纪到哥白尼纪 (3.9–1.2 Ga)^[1]. 早期地基和绕月卫星照相观测数据显示, 在月海风暴洋地区存在一些低反照率的火山穹窿和穹窿群, 分别是北部的 Aristarchus Plateau, 西北部的 Rümker Hills 和中部 Marius Hills^[2], 它们构成了

复杂的火山穹窿(群)建造, 可能是月海玄武岩岩浆的源头区域^[3]. 月球的热演化历史在这些火山作用中具有很好的记录, 是了解月球热历史的重要表面地质单元^[4].

位于风暴洋中部的 Marius Hills 火山高原, 面积约 35000 km^2 ^[5], 该区域分布有多个火山穹窿和火山锥, 具有丰富的皱脊和月溪^[6], 是最为典型的火山构造区域. 利用嫦娥一号高精度地形数据, 平劲松等人^[7]给出该区域高程为 2 km , 直径为 300 km , 并称其为

引用格式: 黄倩, 肖龙, 平劲松, 等. 月球 Marius Hills 盾形火山密度和岩石圈弹性厚度. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2013, 43: 1395–1402

Huang Q, Xiao L, Ping J S, et al. Density and lithospheric thickness of the Marius Hills shield volcano on the Moon (in Chinese). Sci Sin-Phys Mech Astron, 2013, 43: 1395–1402, doi: 10.1360/132013-330

“玉兔”山. 结合其形貌特征, 黄倩等人^[8]进一步提出该区域整体可能是一座盾形火山(Shield Volcano)成因, 这一假设近期被月球勘测轨道器(Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO)获取的地形数据证实^[9], 并称其为典型的月海大型盾形火山. 然而, 受到观测数据和研究方法的限制, 对该区域的研究多集中在基于影像和光谱数据的形貌学和地质学特征的解译^[10-14]. 光谱和影像数据仅能提供月球表层的信息, 限制了对 Marius Hills 开展次表层和内部结构的研究, 无法有效的对该区域的结构进行系统的解释. 近期 Kiefer^[15]利用平板模型对 Marius Hills 区域的重力场进行分析, 提出该火山区域内部富集有致密的物质单元, 并推测可能是冷凝的岩浆房, 或者更有可能是高密度的岩浆填充了壳层松散的区域. 虽然 Kiefer^[15]的研究方法估算出该区域下伏致密物质的相对密度和可能侵入的岩浆体积, 但对该火山的内部结构特征还有待于进一步的定量分析.

物质密度和岩石圈弹性厚度等信息是解释火山成因和热演化的重要参数^[16,17]. 其中, 密度可以用来辅助推算火山的成分, 弹性厚度可用来估算火山载荷加载时期的热流值. 早期研究显示通过地形重力建模可以有效的解译火山的次表层结构, 如火山内部是否存在冷凝的岩墙或岩浆房等^[18]. 为了定量的解算 Marius Hills 区域的物质密度和弹性厚度, 本文将采用比平板模型^[15]更优化的弹性薄壳模型, 结合局部重力地形导纳和相关函数分析方法, 利用月球正面高分辨率地形^[19]和重力数据^[20], 首次开展对 Marius Hills 火山的物质密度和弹性厚度等参数的定量研究, 更进一步的对该区域的火山成因和热演化历史进行分析.

2 模型和方法

2.1 重力地形导纳和相关函数

行星体的重力和地形通常以球谐函数的形式表示, 其中重力 g 和地形 h 分别可以表示成

$$g(\theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l g_{lm} Y_{lm}(\theta, \phi), \quad (1)$$

$$h(\theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l h_{lm} Y_{lm}(\theta, \phi). \quad (2)$$

其中, l 和 m 分别为球谐函数的阶和次; g_{lm} 和 h_{lm} 分别为重力和地形的球谐函数系数; θ 和 ϕ 分别为纬度和经度. 频率域重力和地形的导纳 $Z(l)$ (Admittance)和

相关函数 $\gamma(l)$ (Correlation)可以表示为^[21]

$$Z(l) = \frac{S_{hg}(l)}{S_{hh}(l)}, \quad (3)$$

$$\gamma(l) = \frac{S_{hg}(l)}{\sqrt{S_{hh}(l)S_{gg}(l)}}. \quad (4)$$

其中 $S_{hg}(l)$ 为重力和地形的交叉功率谱, $S_{hh}(l)$ 和 $S_{gg}(l)$ 分别为地形和重力的自相关谱.

在频率域, 重力和地形的关系通常可以表示成^[22]

$$g_{lm} = Q_{lm} h_{lm} + I_{lm}. \quad (5)$$

其中 Q_{lm} 为线性转换方程, I_{lm} 是未被模型表示的部分重力场信息, 主要是重力场中的噪声. 假设 I_{lm} 与地形无关, 可以直接利用公式(3)和(4)计算重力和地形的频谱信息 $S_{hh}(l)$, $S_{gg}(l)$ 和 $S_{hg}(l)$, 以及它们的比值关系导纳 $Z(l)$ 和相关函数 $\gamma(l)$. 如果可以构建一个合适的重力和地形关系模型 Q_{lm} , 并利用这个关系模型得到模拟的频谱信息来拟合实际的观测值, 便可以求得与模型相关的地球物理参数. 例如, 假设行星体的岩石圈是漂浮着的弹性球壳, 如果将地形看作是表面载荷, 可以得到重力和地形的线性转换模型 Q_{lm} . 经过简单的关系换算得到导纳和相关函数的表达式为

$$Z(l) = f(\rho_c, \rho_m, \nu, E, T_e, T_c, z, g, R), \quad (6)$$

$$\gamma(l) = 1 \text{ or } -1. \quad (7)$$

可见, 导纳分别是壳密度 ρ_c , 幔密度 ρ_m , 柏松比 ν , 杨氏模量 E , 弹性厚度 T_e , 月亮厚度 T_c , 载荷埋藏深度 z , 行星体重力加速度 g , 以及行星半径 R 等参数的函数. 通过对比实测和模型获取的导纳值, 可以对这些参数进行求解.

2.2 重力地形转换关系模型

根据月球的实际情况, 在进行导纳和相关分析过程中, 需要考虑构建适合月球的重力和地形线性响应关系模型 Q_{lm} . 虽然经典的 Airy 和 Pratt 模型在解释地球和月球高地的均衡特征中具有一定的优势, 但是该方法较为简单, 并不适用于火山等复杂地质构造的解释. 下面我们将介绍一个更普适的岩石圈弹性弯曲均衡模型, 如图 1 所示. 该模型被成功的运用到火星表面大型盾形火山密度和弹性厚度的研究中^[16, 23, 24]以及月球高地月亮密度的计算中^[25].

作用在弹性薄壳上的载荷 p 与其产生的弯曲 w 之间的关系可以表达成^[26, 23]

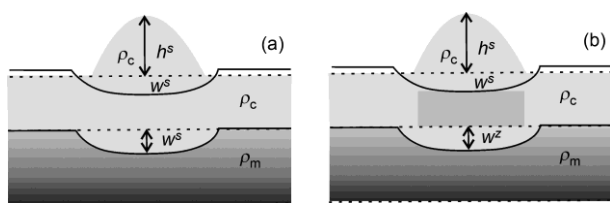


图 1 弹性岩石圈薄壳模型示意图

(a) 附加表面载荷情况; (b) 附加表面和内部载荷情况, 其中阴影部分为内部载荷, 可以是地下浅层岩浆房的固结或岩浆填充. 其中, 参数 ρ_c , ρ_m , h^s , w^s 和 w^z 分别是壳和幔的密度, 地形高度, 表面载荷作用下的岩石圈弯曲, 以及同时附加表面和内部载荷作用下的岩石圈弯曲

Figure 1 Schematic diagram of a thin elastic lithosphere flexure model. (a) Surface loading case. (b) Both surface and subsurface loading case. The shading block presents subsurface dense materials in the crust, which is either a shallow solid magma chamber or magma fills up the porous crust. ρ_c , ρ_m , h^s , w^s and w^z are crust and mantle density, topography, flexure caused by only surface loading and that caused by both surface and subsurface loading, respectively.

$$D\nabla^6 w + 4D\nabla^4 w + ET_e R^2 \nabla^2 w + 2ET_e R^2 w = R^4 (\nabla^2 + 1 - \nu) p. \quad (8)$$

其中 $D = ET_e^3 / 12(1 - \nu^2)$ 为弹性刚度. 根据弹性薄壳对表面和内部载荷的不同响应情况, 我们推导了综合的附加表面和内部载荷的弹性薄壳模型.

附加有表面载荷的重力和地形相应关系为

$$Q_l^s = \frac{3g_0 \rho_c}{\bar{\rho}(2l+1)} \left[1 - \bar{C}_l^s \left(\frac{R - T_c}{R} \right)^{l+2} \right]. \quad (9)$$

其中 $\bar{\rho}$ 月球平均密度, $\bar{C}_l^s$ 反映了均衡补偿的程度^[26].

附加内部载荷的重力和地形导纳值为

$$Q_l^z = \frac{3g_0 \rho_c}{\bar{\rho}(2l+1)} \times \left[\left(\frac{R - z}{R} \right)^{l+2} - C_l^z \frac{\rho_c}{\rho_m} - C_l^z \frac{\Delta \rho}{\rho_m} \left(\frac{R - T_c}{R} \right)^{l+2} \right]. \quad (10)$$

其中 C_l^z 反映了弹性球壳对一定深度内部载荷的均衡补偿程度^[26]. 假设表面载荷和内部载荷是完全同相或异相的, 将(9)和(10)进行合并, 可以获得附加表面和内部载荷的重力和地形导纳关系为

$$Q_{lm} = \frac{Q_l^s + Q_l^z \left(1 + \frac{\rho_c}{\Delta \rho} \bar{C}_l^s \right) f_l}{1 - C_l^z \frac{\rho_c}{\rho_m} \left(1 + \frac{\rho_c}{\Delta \rho} \bar{C}_l^s \right) f_l}. \quad (11)$$

其中 $f_l = L_l / (1 - |L_l|)$, L_l 为载荷比参数, 用来描述内部载荷与总载荷的比值. 可以从 0 变化到 1. 利用公式 (3) 可以很直观的看出, 导纳 Z 等价于 Q .

图 2 显示了模型计算得到的导纳值. 在计算中, 弹性厚度变化为 0, 20, 100 km, 载荷比变化为 -0.2, 0, 0.2, 其中 0 代表只有表面载荷的情况. 从图中可以看出, 导纳在高阶次都趋近于均值且仅为密度的函数 $Z = 2\pi \rho G$. 弹性厚度的变化仅在低阶上体现出来. 当 $T_e = 0$ 时, 代表了经典的 Airy 均衡情况. 通过对一定阶次的导纳值进行拟合, 可以对密度和弹性厚度等参数进行求解.

3 数据和结果

3.1 重力地形数据

本文所采用的地形和重力数据均来自行星数据系统 (Planetary Data System, <http://pds-geosciences.wustl.edu/>), 其中, 地形数据来自 LRO 上搭载的激光高度计 LOLA^[19], 为展开到 720 阶次球谐模型 (lro_ltm04_720_sha.tab). 重力模型采用新近发布的 LPE200 球谐函数模型^[20], 该模型在月球正面的分辨率约为 27 km, 可以有效的分辨出 Marius Hills 盾形火山的重力特征. 图 3 显示了 Marius Hills 区域的地形和重力情况, 图幅中心点坐标为 52.5°W, 14°N. 从地形图 (图 3(a)) 中可以清晰的分辨出该区域密集分布有小型穹窿, 整座盾状火山的大小为 160 km × 180 km,

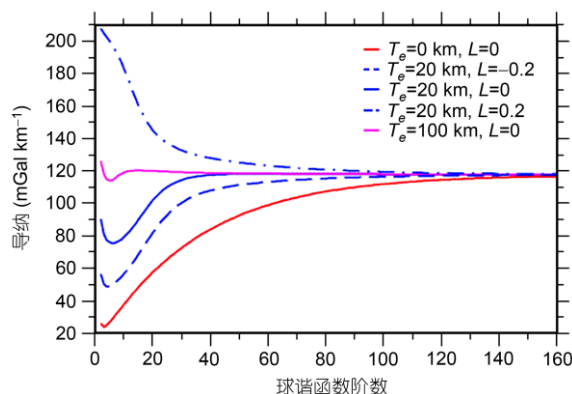


图 2 (网络版彩图) 表面和内部载荷组合后的导纳值

其中参数 $T_c = 50$ km, $\rho_c = 2900$ kg m⁻³, $\rho_m = 3360$ kg m⁻³, $E = 10^{11}$ Pa, $\nu = 0.25$, 弹性厚度和载荷比参数均为变量

Figure 2 (Color online) Theoretical admittances from the thin elastic lithosphere flexure model with both surface and subsurface loading presence. Here, $T_c = 50$ km, $\rho_c = 2900$ kg m⁻³, $\rho_m = 3360$ kg m⁻³, $E = 10^{11}$ Pa, $\nu = 0.25$, the elastic thickness and loading ratio are variable.

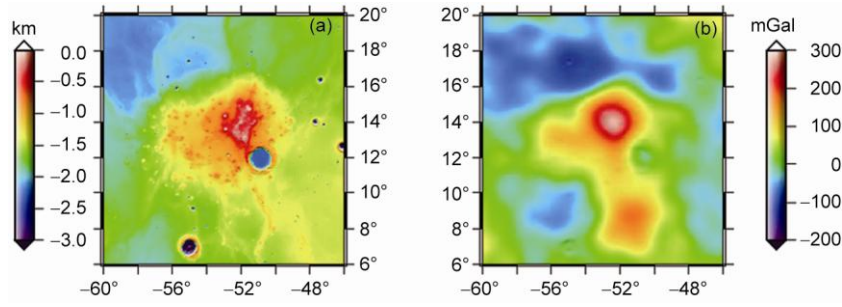


图3 Marius Hills 地形和重力图

(a) 利用 LRO 激光高度计获取的数字高程地形图, 高程参考半径为 1737.4 km; (b) 利用 LPE200 重力场获取的重力图, 重力值的参考半径为 1738.0 km

Figure 3 Topography and gravity of Marius Hills. (a) Digital elevation map derived from LRO laser altimetry data with a radial reference radius of the Moon as 1737.4 km. (b) Gravity map from the LPE200 gravity model referred to Moon's mean radius of 1738.0 km.

且相比周边月海区域高出约 2 km. 与该地形隆起相对应的是较高的重力异常(图 3(b)), 最高重力异常值可达到 280 mGal. 图 4 显示了沿该区域中心点纬度的地形和重力剖面, 从图中可以看出, Marius Hills 东部地形较西部高, 重力与地形沿纬度的变化具有较好的一致性.

3.2 局部化频谱分析

为了得到 Marius Hills 区域的导纳和相关函数, 需要获取该区域局部的重力和地形频谱信息. 我们采用球冠局部化频谱分析方法^[27], 以 Marius Hills 为中心, 对重力 g 和地形 h 均施加一个球冠窗函数 w , 如图 5 所示. 该窗函数可以表示成球谐函数的形式:

$$w(\Theta) = \sum_{j=0}^{L_h} w_j \bar{P}_j(\cos \Theta). \quad (12)$$

其中 Θ 为角半径. 将式(12)与重力地形相乘, 可以计算得到局部重力地形交叉功率谱:

$$\begin{aligned} S_{\Phi\Gamma}(l) &= \sum_{m=-l}^l \Phi_{lm} \Gamma_{lm} \\ &= \frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} [w(\Theta)h(\Omega)][w(\Theta)g(\Omega)] d\Omega. \end{aligned} \quad (13)$$

进而可以获得局部化的导纳和相关函数:

$$Z(l) = \frac{S_{\Phi\Gamma}(l)}{S_{\Phi\Phi}(l)}, \quad (14)$$

$$\gamma(l) = \frac{S_{\Phi\Gamma}(l)}{\sqrt{S_{\Phi\Phi}(l)S_{\Gamma\Gamma}(l)}}. \quad (15)$$

以及导纳的方差值为

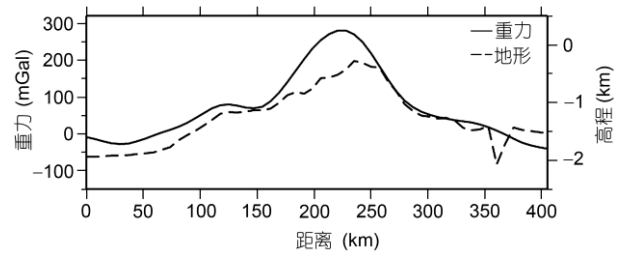


图4 Marius Hills 沿中心纬度 14°N 的剖面图

Figure 4 Topography and gravity profiles of Marius Hills along the latitude line of 14°N.

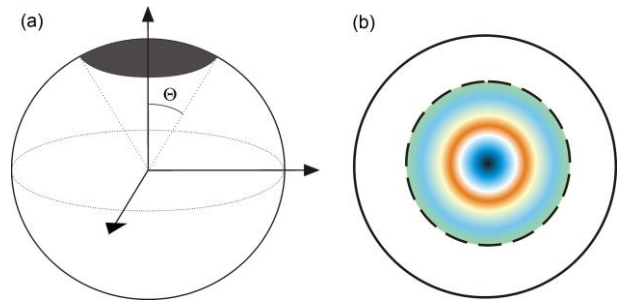


图5 球冠窗函数示意图

(a) 图为空间域的球冠窗, (b) 图为频率域的球冠窗函数频谱

Figure 5 Schematic diagram of spherical cap window function. (a) is the spherical cap window in the Cartesian domain. (b) is the spherical cap window in the spectral domain.

$$\sigma^2(l) = \frac{S_{\Gamma\Gamma}(l)}{S_{\Phi\Phi}(l)} \frac{1 - \gamma^2(l)}{2l}. \quad (16)$$

3.3 结果分析

为了获取 Marius Hills 区域具有代表性的局部导纳和相关频谱, 我们需要选择一个合适的球冠窗口,

可以尽量减少球冠外频谱对分析区域内频谱的干扰. 根据 Marius Hills 实际地形和重力分布, 我们对比了角半径为 3° – 8° 的球冠窗所获取的局部重力和地形导纳, 选取了 $\Theta=3^{\circ}$ 作为最佳频谱窗口, 如图 6(a)所示, 可以有效地避开 Marius Hills 南部无地形表征的高重力异常的影响. 为确保 99% 以上的有效地形和重力信号都集中在球冠中, 所选取的带宽为 $L_w=86$. 同时, 为了避开低阶项潮汐和自转等因素的影响, 这里仅分析 L_w+3 和 $L_{data}-L_w$ 区间的导纳函数, $L_{data}=200$ 是所采用的重力场的最高阶次.

图 7 显示了该区域实测的局部导纳, 导纳误差和相关曲线. 在所选取的窗口内, 有效阶数为 89 到 114 阶, 重力和地形都表现出极高的相关特性. 为了获得 Marius Hills 地区的壳密度和弹性厚度, 我们利用前面介绍的附加表面和内部载荷的薄弹性球壳模型,

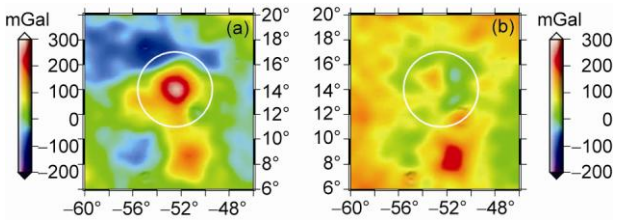


图 6 Marius Hills 区域所选取的最佳分析窗口($\Theta=3^{\circ}$, $L_w=86$)

(a) 为实测重力, (b) 为利用最佳拟合参数计算得到的模型重力与实测重力的残差. 白色圆圈代表分析窗口的大小

Figure 6 Best spectral analysis window for Marius Hills ($\Theta=3^{\circ}$, $L_w=86$). (a) Observed gravity. (b) Residual gravity between best-fit modeled gravity and observations. Here the white circle presents the best-selected window.

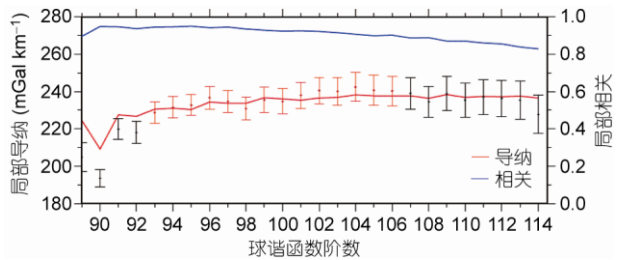


图 7 Marius Hills 局部化的导纳和相关

实测导纳和误差以黑色点和误差线表示, 其中红色的部分代表模型模拟的区间, 为 93–106. 在该区间, 相关值均大于 0.9, 代表重力的信噪比好于 4. 红色线条表示了最佳拟合的导纳曲线

Figure 7 Observed localized correlation (blue) and admittance (black) functions of Marius Hills. The best fitting model admittance (red) is obtained by analyzing degrees from 93 to 106, which possess correlation values as high as 0.9 with the signal to noise ratio better than 4.

通过设定不同的月壳密度和弹性厚度等参数, 计算出模拟的重力场, 进而求解模拟的重力地形导纳. 通过将这些模拟的导纳与实测的导纳值进行比对, 可以对这些地球物理参数进行约束.

我们选取了 93–106 来进行模型比对分析, 在该区间内, 相关函数的频谱均大于 0.9, 对应的信噪比为 4^[28], 满足模型对高相关值的要求. 在实际运算过程中, 幔密度, 壳厚度, 杨氏模量和泊松比等参数都设置为常数^[29]; 壳密度, 弹性厚度和载荷比等是解释火山结构较为关键的参数, 因此将其设置成变量 (见表 1). 通过网格式的搜索, 改变不同的变量值, 我们可以获取最佳拟合观测导纳的模型参数值.

本文模型参数的最优解采用开平方估计方法^[30]:

$$\frac{\chi^2}{\nu}(\rho_c, T_e, L) = \frac{1}{\nu} \sum_{l=l_{\min}}^{l_{\max}} \left(\frac{Z_l^{\text{obs}} - Z_l^{\text{cal}}(\rho_c, T_e, L)}{\sigma_l^{\text{obs}}} \right)^2 \quad (17)$$

其中 ν 为自由度, 且有 $\nu=l_{\max}-l_{\min}-2$. Z_l^{obs} , Z_l^{cal} , σ_l^{obs} 分别为观测导纳, 模拟的导纳以及实测导纳的中误差.

图 7 中的红色曲线代表了最佳拟合的导纳值, Marius Hills 区域最佳拟合的月壳密度为 3040 kg m^{-3} , 岩石圈弹性厚度为 4 km, 载荷比参数为 0.31. 拟合残差为 0.79, 满足开平方估计的所需的残差值趋近于 1 的条件. 从图中可以看出, 在误差范围内, 最佳导纳可以有效的对观测导纳值进行拟合. 此外, 图 6(b)给出了最佳拟合参数获取的模型重力与实测重力的残差值. 从图中可以看出, 除个别区域受到噪声的影响有重力异常的变化外, 在拟合窗口内, 最佳模型重力和实测的重力差值趋近于 0.

4 讨论和总结

本文利用月球高分辨率重力和地形数据, 首次

表 1 弹性薄壳均衡模型中所需参数设置^[25]

模型参数	符号	值	增量	单位
月壳密度	ρ_c	2200–3300	10	kg m^{-3}
幔密度	ρ_m	3360	–	kg m^{-3}
弹性厚度	T_e	0–150	1	km
月壳厚度	T_c	40	–	km
载荷比	L	–0.9–0.9	0.01	–
杨氏模量	E	10^{11}	–	Pa
泊松比	ν	0.25	–	–

结合局部频谱分析方法和薄弹性球壳均衡模型, 对月球正面最具代表性的 Marius Hills 盾形火山的次表层结构进行了定量约束. 结果显示该区域具有较高的壳密度, 较小的弹性厚度和不可忽视的内部载荷. 模型约束得到该区域的壳密度为 3040 kg m^{-3} , 比斜长质高地平均月壳密度 2550 kg m^{-3} [29] 高出 490 kg m^{-3} , 该密度差与 Kiefer [15] 估算的 440 kg m^{-3} 结果相一致. 这种高密度结构显示 Marius Hills 内部可能具有高密度的玄武岩填充, 这些玄武岩可能是沿裂隙侵入到低密度的斜长质高地月壳或者是侵位较浅的岩浆房或岩床侵入体(如图 8 所示). 模型结果给出的 0.31 的载荷比参数, 显示出玄武岩填充的质量是表

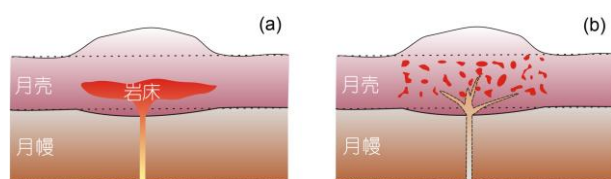


图 8 (网络版彩图) Marius Hills 盾形火山可能的岩浆填充模型

(a) 侵位较浅的岩浆房或岩床侵入体; (b) 岩浆侵入了月壳中的孔隙部分

Figure 8 (Color online) Schematic diagram shows the magma intrusion models for Marius Hills. (a) Shallow solid magma chamber or sills intrusion; (b) magma fills up the porous regions of the crust.

面地形和内部质量总和的 31%. 如果假设 Marius Hills 是一个直径为 180 km 的圆柱, 高为 2 km, 且表面和内部密度均为 3040 kg m^{-3} , 可以得到内部岩浆房填充的体积为 $2.9 \times 10^4 \text{ km}^3$. 该结果与 Turcotte 等人 [26] 给出的总的侵入和喷出的岩浆体积 $2.6\text{--}2.8 \times 10^4 \text{ km}^3$ 相近.

更进一步, 我们的模型给出该区域的岩石圈弹性厚度较小, 约为 4 km. 弹性厚度是显示早期岩石圈热特性的重要指标, 较小弹性厚度一般指示较高的热特性, 而较大的弹性厚度则显示出较低的热特性. 早期月球岩浆演化模型研究显示, 在经历岩浆分化后, 月球开始迅速冷凝, 形成较冷较厚的高地月壳, 具有较大的弹性厚度; 月球正面月壳可能经历了二次熔融, 形成的月壳具有较高的放射性元素含量, 热特性较高, 岩石圈弹性厚度较小. Marius Hills 区域较低的弹性厚度结果进一步证实了这个观点.

由此可见, 利用重力地形数据可以有效的证明 Marius Hills 穹窿群具有典型的盾形火山特征, 对该区域的研究为进一步解释正面风暴洋的形成提供了依据. 此外, 本文所推导的频率域弹性薄壳模型以及采用的局部频谱分析方法, 可以有效的对月表盾形火山区域的次表层结构和成因进行分析, 具有广泛的应用性.

致谢 感谢两位审稿专家提出的宝贵修改意见!

参考文献

- Hiesinger H, Head J W, Wolf U, et al. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. *J Geophys Res*, 2003, 108: 5065–5081
- Wilhelms D E. The Geologic History of the Moon. Washington: United States Government Printing Office, 1987
- Wieczorek M A, Zuber M T. The composition and origin of the lunar crust: Constraints from central peaks and crustal thickness modeling. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(21): 4023–4026
- Xiao L, He Q, Huang D H, et al. Volcanism on celestial bodies of solar system: Implications for comparative planetology (in Chinese). *Geolog Sci Technol Inf*, 2008, 27(1): 20–30 [肖龙, 何琦, 黄定华, 等. 太阳系天体的火山作用及其比较行星学意义. 地质科技情报, 2008, 27(1): 20–30]
- Greeley R. Lava tubes and channels in the lunar Marius Hills. *The Moon*, 1971, 3(3): 289–314
- Head J W, Gifford A. Lunar mare domes: Classification and modes of origin. *Moon Planets*, 1980, 22: 235–257
- Ping J S, Huang Q, Su X L, et al. Chang'E-1 orbiter discovers a lunar nearside volcano: YUTU Mountain. *Chinese Sci Bull*, 2009, 54(23): 4534–4536 [平劲松, 黄倩, 苏晓丽, 等. 嫦娥一号探测器发现月球正面“玉兔”火山. 科学通报, 2009, 54(20): 3166–3169]
- Huang Q, Ping J S, Su X L, et al. New features of the Moon revealed and identified by CLTM-s01. *Sci China Ser G-Phys Mech Astron*, 2009, 52(12): 1–9 [黄倩, 平劲松, 苏晓丽, 等. 嫦娥一号 CLTM-s01 模型揭示和认证的月球地形新特征. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2009, 39(10): 1362–1370]
- Spudis P D, McGovern P J, Kiefer W S. Large shield volcanoes on the Moon. *J Geophys Res Planets*, 2013, 118: 1–19
- Weitz C M, Head J W. Spectral properties of the Marius Hills volcanic complex and implications for the formation of lunar domes and

- cones. *J Geophys Res*, 1999, 104(8): 18933–18956
- 11 Heather D J, Dunkin S K, Wilson L. Volcanism on the Marius Hills plateau: Observational analyses using Clementine multispectral data. *J Geophys Res*, 2003, 108(E3): 5017
- 12 Campbell B A, Hawke B R, Campbell D B. Surface morphology of domes in the Marius Hills and Mons Rumker regions of the Moon from Earth-based radar data. *J Geophys Res*, 2009, 114: E01001
- 13 Besse S, Sunshine M, Staid M I, et al. Compositional variability of the Marius Hills volcanic complex from the Moon Mineralogy Mapper (M3). *J Geophys Res*, 2011, 116: E00G13
- 14 Lawrence S J, Stopar J D, Hawke B R, et al. LRO observations of morphology and surface roughness of volcanic cones and lobate lava flows in the Marius Hills. *J Geophys Res*, 2013, 118(4): 615–634
- 15 Kiefer W S. Gravity constraints on the subsurface structure of the Marius Hills: The magmatic plumbing of the largest lunar volcanic dome complex. *J Geophys Res*, 2013, 118(4): 733–745
- 16 McGovern P J, Solomon S C, Smith D E, et al. Localized gravity/topography admittance and correlation spectra on Mars: Implications for regional and global evolution. *J Geophys Res*, 2002, 107(E12): 5136
- 17 Grott M, Wieczorek M A. Density and lithospheric structure at Tyrrhena Patera, Mars, from gravity and topography data. *Icarus*, 2012, 221(1): 43–52
- 18 Kiefer W S. Gravity evidence for an extinct magma chamber beneath syrtis major, Mars: A look at the magmatic plumbing system. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 222(2): 349–361
- 19 Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, et al. Initial observations from the Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA). *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L18204
- 20 Han S C, Mazarico E, Rowlands D, et al. New analysis of Lunar Prospector radio tracking data brings the nearside gravity field of the Moon with an unprecedented resolution. *Icarus*, 2011, 215(2): 455–459
- 21 Dorman L M, Lewis B T R. Experimental Isostasy 1. Theory of the Determination of the Earth's Isostatic Response to a Concentrated Load. *J Geophys Res*, 1970, 75(17): 3357–3365
- 22 Wieczorek M A. The gravity and topography of the terrestrial planets. *Treatise Geophys*, 2007, 10: 165–206
- 23 Belleguic V, Lognonné P, Wieczorek M. Constraints on the Martian lithosphere from gravity and topography data. *J Geophys Res*, 2005, 110: E11005
- 24 Beuthe M, Maistre S L, Rosenblatt P. Density and lithospheric thickness of the Tharsis Province from MEX MaRS and MRO gravity data. *J Geophys Res*, 2012, 117: E04002
- 25 Huang Q, Wieczorek M A. Density and porosity of the lunar crust from gravity and topography. *J Geophys Res*, 2012, 117: E05003
- 26 Turcotte D L, Willemann R J, Haxby W F, et al. Role of membrane stresses in the support of planetary topography. *J Geophys Res*, 1981, 86(B5): 3951–3959
- 27 Wieczorek M A, Simons F J. Localized spectral analysis on the sphere. *Geophys J Int*, 2005, 162: 655–675
- 28 Wieczorek M A. Constraints on the composition of the martian south polar cap from gravity and topography. *Icarus*, 2008, 196: 506–517
- 29 Wieczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, et al. The crust of the Moon as seen by GRAIL. *Science*, 2013, 339(6120): 671–675
- 30 Press W H. *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 1992. 654

Density and lithospheric thickness of the Marius Hills shield volcano on the Moon

HUANG Qian^{1*}, XIAO Long¹, PING JinSong², XIAO ZhiYong¹,
QIAO Le¹ & ZHAO JianNan¹

¹ Planetary Science Institute, Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

² Key laboratory of lunar and deep space exploration, National Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100012, China

Marius Hills is a large volcanic complex on the Oceans Procellarum of the lunar nearside. Numerous volcanic features, including domes, cones, and rilles occur in this region. Due to limitations in lunar remote sensing data, most previous studies on this region focused on its morphological and geochemical properties but little was known about the subsurface and interior structures of this volcanic complex. Knowledge of the local crustal density is meaningful to both determine the composition for this volcanic complex and understand the crustal evolutionary history for this region. Constraining the lithospheric thickness in this region is helpful to estimate the heat flux at the time of volcanic loading, which is a crucial parameter to study the thermal evolutionary history of the nearside mantle. Here, we applied a localized gravity and topography admittance analysis for the Marius Hills region to constraint its crustal density and lithospheric thickness. The gravity field is modeled using a thin elastic lithospheric model that considers both surface and subsurface loads. Localized admittance and correlations spectra are used to constrain these modeled parameters. The best-fit crustal density in our model is $\sim 3040 \text{ kg m}^{-3}$, which is much higher than the average lunar crustal density as 2550 kg m^{-3} , indicating that magma chambers or sills has intruded to the shallow crust and/or that intrusive magma has filled up the porous subsurface crust. The total volume of basalts emplaced in the Marius Hills region is $\sim 2.9 \times 10^4 \text{ km}^3$, suggesting that Marius Hills is a major volcanic center in the Oceanus Procellarum. The best-fit lithospheric thickness of this region is constrained to be as small as $\sim 4 \text{ km}$, indicating that a significant amount of heat production elements have concentrated in this region during the formation of the volcanic complex. This result is consistent with the previous spectral studies that heat production elements (such as thorium) are more abundant in the Oceanus Procellarum.

moon, shield volcano, Marius hills, density, lithospheric thickness

PACS: 96.20.Br, 96.20.Dt, 96.20.Jz, 96.20.-n

doi: 10.1360/132013-330