月震和遥感探测技术的发展对月球内部结构认识的深化

郝卫峰¹, 李斐^{1,2*}, 肖驰¹, 鄢建国^{1†}, 叶茂²

1. 武汉大学中国南极测绘研究中心, 武汉 430079;

2. 武汉大学测绘遥感信息工程国家重点实验室, 武汉 430079

* 通讯作者, E-mail: fli@whu.edu.cn

† 同等贡献, E-mail: jgyan@whu.edu.cn

收稿日期: 2017-06-06; 收修改稿日期: 2018-02-22; 接受日期: 2018-03-26; 网络版发表日期: 2018-05-08

国家自然科学基金项目(批准号: 41604004、41374024)和湖北省自然科学基金重点项目创新群体项目(编号: 2015CFA011)资助

摘要 基于月球内部结构的主要探测手段, 即早期绕月卫星重力观测、月面月震观测和月球高分辨率遥感观测与月震数据的综合应用, 可将月球内部结构的认识过程分为三个阶段, 文章分别对这三个阶段的观测技术、数据情况、数据处理及代表性研究成果进行了详细的介绍及评述, 阐明了探测技术的发展对月球内部结构认识的深化过程: 通过早期绕月卫星摄动观测获得的低阶月球重力场开启了对月球内部结构的初步认知, 发现月球表面存在高密度异常体(即质量瘤); 早期的月震观测是月球内部结构认识的重要手段, 获得了月球圈层结构的轮廓; 月球高分辨率遥感数据, 作为外部数据为月球内部结构的研究提供了更多的约束, 同时, 与月震数据的综合应用, 深化了对月球内部结构的认识. 最后对月球内部结构研究中尚存在的问题及探测技术的发展前景进行了分析和展望.

关键词 月球, 质量瘤, 月震, 遥感, 内部结构

1 引言

月球是地球唯一的天然卫星, 也是距离地球最近的一颗天体, 其基本参数如表1所示. 作为深空探测的首个试验场, 人类对地外天体的研究, 第一步便是了解月球. 自1959年第一颗月球人造卫星成功发射至今, 人类对月球的探索与研究已有50余年. 在此期间, 美国、俄罗斯(包括前苏联)、中国、日本、印度和欧盟共发射了50多颗绕月卫星或月球登陆器, 开展月球探测研

究. 在这些探测任务中, 月球内部结构是一个重要的探测目标.

月球内部结构与月球大尺度演化密切相关, 对月球内部结构的了解是月球起源与演化研究的基础. 同时, 分析地球内部结构的探测手段及研究方法在月球上的适用性, 有助于探讨将地球内部结构的研究手段运用到其他地外天体上会产生哪些问题, 为进一步研究其他天体的内部结构提供借鉴和参考.

近年来, 包括中国在内的世界探月主流国家和地

中文引用格式: 郝卫峰, 李斐, 肖驰, 鄢建国, 叶茂. 2018. 月震和遥感探测技术的发展对月球内部结构认识的深化. 中国科学: 地球科学, 48: 967–979, doi: 10.1360/N072017-00187

英文引用格式: Hao W F, Li F, Xiao C, Yan J G, Ye M. 2018. Understanding the Moon's internal structure through moonquake observations and remote sensing technologies. Science China Earth Sciences, 61: 995–1006, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9197-4>

表 1 月球的基本参数^{a)}

特征参数	月球	月球与地球的比值
质量	$7.353 \times 10^{22} \text{kg}$	1/81.3
极半径	1735km	1/3.66
体积平均半径	1737.5km	1/3.67
平均密度	3.34g cm^{-3}	1/1.65
平均惯性矩	0.395	1/0.84
赤道上的重力加速度	1.62m s^{-2}	1/6.06

a) 数据据欧阳自远(2005)

区已经成功实施了绕月及近月面着陆探测,并在此基础上,将继续在月球远月面及两极区域开展月球着陆返回探测.月球内部结构的认识,经历了从最初的一般性认识逐步发展到定点和定量评价的过程.月球内部结构的认识过程中有三个代表性的突破,即质量瘤、月球内部圈层结构的初步认识、月球壳幔核结构和组成的认识深化(精细结构),而实际上这些突破对应于观测技术的发展与应用的几个阶段.据此,从观测技术发展的角度出发,对应观测技术发展的三个阶段,也将月球内部结构的发展分为三个阶段,分别是早期绕月卫星观测阶段、月面观测-月震数据获取阶段及月球高分辨率遥感观测与月震数据综合应用阶段.本文将分别对这三个阶段的观测技术、获取数据类型、数据处理及研究成果进行详细的介绍.通过对过去50年月球内部结构研究成果的回顾,对比分析现有主流成果结论之间的差异性,阐明现有的月球内部结构研究中尚存在的不确定问题,从而梳理思路并明确未来研究方向,为中国在着陆点选择及月震仪安置等有利于月球内部结构研究的科学目标制定提供依据.

需要指出,研究月球内部结构的数据源有很多种,主要有近月面局部几个点的月震数据、全球重力、地形等卫星遥感数据,辅以热流、磁场、测月雷达及月球激光测距数据等.其中,月震观测是最直接的探测手段,重力和地形观测贯穿整个内部结构探测的全过程,本文所讨论的与月球内部结构有关的探测技术仅涉及到主要探测手段(月震、重力/地形等卫星遥感技术),其他探测手段(如测月雷达、地球化学等)对月球内部结构认识的深化研究请参考相应文献(Wieczorek等, 2006; Su等, 2014; Xiao等, 2015; Zhang等, 2015).

2 第一阶段: 早期绕月卫星观测(1959~1972)

自1959年开始,美国和苏联成功发射了大量的月球探测器,包括Luna系列、Zond系列、Lunar Orbiter系列、Surveyor系列和Apollo系列子卫星等,为人类提供了探测月球内部结构的数据.这个阶段的跟踪数据主要是为了求定月球重力场及月面地形,而解算月球重力场的数据主要来自于地球测站接收到的月球卫星Doppler测速数据.这一时期的月球卫星多为高轨道小倾角卫星,其跟踪的范围也局限在赤道两侧.由于跟踪数据噪声较大、卫星数目较少以及当时计算机处理能力有限,这一时期仅能解算得到低阶次的月球重力场模型.除了球谐函数表达的重力场模型之外, Muller和Sjogren(1968)提出了点质量法,利用Lunar Orbiter多普勒数据差分后得到视线方向的加速度,建立了视线方向上的加速度与异常质量之间的函数关系.在此基础上得到了正面局部区域的异常质量分布,进而获得了该区域的重力异常分布.通过对重力异常的分析发现了月球的非均匀性特征,存在若干高密度异常体(即质量瘤).虽然这只是月球内部结构认识的冰山一角,但却是人类第一次直接通过观测手段获取的对月球内部结构的初步认识.

图1为利用Luna系列和Apollo 14、15、16、17系列卫星跟踪数据解算的Sagitov16×16重力场模型得到的全月球自由空气重力异常分布图(李斐等, 2016).可以看出,由于早期跟踪数据的分布、精度和计算机处理能力的限制,解算的月球重力场模型精度和阶次较低,但能够粗略地发现正面典型的质量瘤分布.通过早期卫星观测,发现月球表面存在高密度异常体(即质量瘤),可以认为是月球内部结构探测的第一个阶段.

3 第二阶段: 月面观测-月震数据的获取(1969~1977)

基于对地球内部结构的了解,最初人类推测月球内部结构与地球类似,但当时这种延伸缺乏实证手段.地震学是众多地球物理手段中最适合于用来确定地球内部参数的方法,因此,研究人员很自然地想到将地震技术应用到研究月球内部结构之中.月震数据的获取,可以认为是月球内部结构探测的第二个阶段.

图 1 早期的绕月卫星观测获得的质量瘤分布图

3.1 月震仪的安置及月震观测

美国Ranger计划和Surveyor计划均尝试将月震仪带上月球,但最终因为种种原因未能成功。Apollo计划是NASA从1961~1972年间执行的一系列载人航天任务。随着1969年Apollo 11号成功登陆月面,开启了通过月面观测研究月球内部结构的阶段。

第一台月震仪于1969年7月由Apollo 11号飞船成员成功架设,但仅工作了7周。随后, Apollo12、14、15及16号飞船成员架设了由4台月震仪组成的被动月震观测(PSE, Passive Seismic Experiment)台阵(图2),提供了有价值的月震数据。自Apollo 11号开始的8年中(台阵从1972年12月运行至1977年9月),月震仪共记录了12000多条信息,表2列出了不同文献记录的Apollo时期月震的数据信息。这些月震根据波形数据被分为撞击月震、浅月震及深月震。在早期,有大量的月震波形数据受限于当时的处理技术,无法分类识别。近年来,综合利用波形互相关及聚类分析等方法,在数据集中识别出了更多的深月震以及处于不同位置的震源,大大增加了可利用的数据(Nakamura, 2003)。

3.2 本阶段代表性研究成果

虽然月震仪空间分布(仅在近月面分布有4个台

图 2 Apollo计划放置的月震仪位置

数据据Khan和Mosegaard(2002)

站)及仪器灵敏度有限,使得可用的月震数据极其稀少,但科学家仍通过走时反演勾画出了月球内部圈层结构的轮廓,与地球和其他类地行星相似,月球可以划分为月壳、月幔和月核,图3为依据月震数据计算的月球内部速度模型。

表 2 Apollo时期月震数据信息

种类	月震事件数量(条) (Nakamura等, 1982)	月震事件数量(条) (Nakamura, 2005)
人为影响	9	9
陨石撞击月震	1743	1744
浅月震	28	28
深月震	3145	7245
未分类	7633	3243
总计	12558	12269

3.2.1 月壳

利用月面台站接收到的月震P波初至进行走时反演, 在Apollo 12及14号所在区域的月亮厚度从65km (Toksöz等, 1972)到55km(Toksöz等, 1974), 最终综合前人的研究结果, 认为月亮厚度为(58±8)km(Nakamura等, 1982). 值得注意的是, Toksöz等(1972)、Nakamura等(1982)和Goins等(1981)均发现在各台站下方20km处有速度不连续界面(图3). 通过月震波的信息得知在月亮深度约20km处存在速度不连续界面, 针对这个“速度不连续界面”先后提出了3种假说: (1) 在20km处存在结构上的不连续断面(Simmons等, 1973); (2) 上下月壳的组分不同(Toksöz等, 1972); (3) 组分变化与结构上的不连续断面共同的作用(Wieczorek和Phillips,

1997).

3.2.2 月幔

利用月面台站接收到的月震P波和S波初至进行走时反演, 在月亮下深度约500km处, P波及S波均有不连续, 存在转换界面(Nakamura等, 1982), 认为在深度约500km处波速上升(图3), 但Goins等(1981)发现在深度约480km处波速下降, 两者结论虽然有分歧, 但是可以说明上月幔和下月幔的分界面在深度约500km处.

由于深月震震源深度仅分布在距月面约1000km之内, 依靠近月面的月震数据无法反演月面1000km以下的结构, 只能依靠经过月球中心区域的远月面震源数据反演获取月幔以下的结构, 而远月面震源记录极其稀少. 通过对一次远月面震源发生的月震进行分析, 发现在靠震源较近的2个台站记录到S波到时, 较远的2个台站并未记录到S波到时, 但4个台站均接收到了P波到时, 可推测, 在约1000km以下存在一个针对于S波衰减区, 可能在月幔下方存在一个低黏度层(Nakamura等, 1974).

3.2.3 月核

通过对发生在1973年的一次陨星撞击事件进行处理, 发现P波在沿月球直径方向传播约有50s的延迟, 计

图 3 Toksöz等(1974)与Nakamura等(1974)分别依据月震数据计算的月球内部速度结构模型(a)和Nakamura等(1982)依据月震数据计算的月球内部速度结构模型(b)

算分析可能存在一个半径为170~360km的月核(Nakamura等, 1974). 但也有学者提出了不同看法, 认为此次事件的信号相对较弱并且信噪比较低, 4个台站接收到初至的时间并不能很好的确定, 这一结论并不可信(Goins等, 1978). Sellers(1992)利用了不同于(Nakamura等, 1974)的另外两个远月面冲击事件的月核穿透波(PKP)到时, 并以此计算的月核半径为400~450km, P波波速约为 5 km s^{-1} .

无论何种月球模型, 都必须满足月球质量及惯性矩的约束, 利用这一阶段各个月球卫星的轨道数据, 可以推算出月球的质量及惯性矩. 假设月球存在一个平均厚度为60km的月亮并且月幔的化学及物理特性完全一致, 利用月球惯性矩对月核进行约束, 得出对于由硫化铁(FeS)组成的月核来说, 其最大半径为700km, 而对于由铁(Fe)组成的月核来说, 其最大半径为450km(Toksöz等, 1974).

由于满足月球质量及惯性矩的反演模型并不唯一, Hood(1986)计算月球密度模型时发现, 如果将月幔的密度提高10%, 即使没有月核, 同样能满足质量及惯性矩的观测结果. 换言之, 一个固态金属核对于月球结构而言, 并不是必须的. Mueller等(1988)则认为, 至少需要一个150km的金属月核, 才能满足月球质量及惯性矩.

此外, 在该阶段, Apollo12、14、15及16号登陆器都携带了磁力仪, 测定了月球极其微弱的磁场, 利用磁测数据反演了月球内部电导率的分布, 从而推断月球有一个不大于360km的金属核(Hood等, 1982), 该结论可以作为上述研究的补充, 缩小月核大小的估计范围.

3.3 评述

这一阶段主要是利用Apollo月震数据反演典型区域(Apollo各飞船着陆区域)下的内部结构: 月亮厚度约为50~70km, 上月幔与下月幔的分界面约在深度500km处; 由于1000km深度下的月震以及远月面月震数据的缺乏, 无法反演深度为1000km以下的结构, 仅能通过其他数据推断, 可能存在一个低黏度层; 而对于月核, 大部分的研究者认为其存在, 根据月核的组成成分不同, 其推测半径也从150~700km不尽相同. 但结合基于月磁对月核大小的估计, 可以将推测半径缩小至150~360km.

4 第三阶段: 月球高分辨率遥感观测与月震数据的综合应用(1994年至今)

Apollo计划终止后, 人类对月球的探测进入了一个低谷期, 由于缺乏新的数据, 对月球内部结构的研究也逐步陷入停滞. 随着Clementine探测器(美国, 1994年)的成功发射, 借助于全新的卫星遥感数据, 月球内部结构的研究进入了一个新的阶段. 随后, 又紧接着发射了Lunar Prospector(LP, 美国, 1998年)、SELENE(日本, 2007年)、嫦娥(中国, 2007年、2010年、2013年)、LRO(美国, 2009年)、GRAIL(美国, 2011年)等月球探测卫星, 为月球研究提供了卫星重力数据、激光测高数据、多波段影像数据、视线加速度数据、多普勒跟踪数据、月球表面光谱数据以及月球磁场数据等. 其中2013年发射的“嫦娥三号”着陆器是中国第一个月球软着陆的无人登月探测器, 它首次搭载了测月雷达, 获得了月球着陆区的首幅地质剖面图, 使我们能够更好地认识月壤和月亮浅表结构(Su等, 2014; Xiao等, 2015; Zhang等, 2015). 以上这些数据共同为月球内部结构的研究提供了新的数据支撑. 同时, 从20世纪90年代开始, 由于计算技术及计算机运算能力的快速发展, 使得大规模应用蒙特卡罗等非线性算法成为了可能, 为基于月震数据的月球内部结构研究提供了新的工具; 接收函数、层析成像反演等新的月震处理手段也使得Apollo时期获取的月震数据能够再一次被利用起来, 用以研究月球内部结构. 月球高分辨率遥感观测与月震数据的综合应用, 可以认为是月球内部结构探测的第三个阶段.

4.1 本阶段代表性研究成果

4.1.1 月亮

首先, 利用卫星遥感数据对月亮结构特征进行了更为详细的研究. Lemoine等(1997)基于Clementine所得到的GLGM-2重力模型及其S波段多普勒跟踪数据对月亮的厚度进行了约束, 得到全球的月亮平均厚度为61km, 而在Apollo12、14号处月亮厚度为55km, 在东方海、危海处约为20km. Wiczorek和Phillips(1997)使用地形导纳(大地水准面与地形的比值)得出了月球高地的月亮结构, 在艾黎均衡模型的假设下, 月亮的平均厚度为33~65km; 在普拉特均衡模型的假设下, 月亮平均厚度为53~96km, 这一结果与其他结论存在较大

的差别, 因此认为, 对于月球而言, 普拉特均衡模型并不完全合适. 但通过利用LP获取的月球重力数据推算, 在考虑艾黎均衡模型的情况下, 质量瘤盆地的厚度范围则从小于0到大于200km, 其中风暴洋深度约为220km(Konopliv等, 1998). 这种反常的结果可能是由于在计算大地水准面与地形比值之前没有移除质量瘤盆地, 也可能是由于艾黎均衡模型并不适用于月球(Wieczorek等, 2006). Sugano和Heki(2004)利用LP视线加速度数据以及预先假设的地形数据得到的布格重力异常, 推算了月亮厚度介于20~60km. 利用LP150Q重力模型对月亮模型进行约束, 月亮平均厚度约为49km(Wieczorek等, 2006). Hikida和Wieczorek(2007)联合LP150Q重力模型和ULCN2005地形数据, 推算月亮平均厚度约为43km. 李斐等(2009)利用LP100K重力场模型, 推算了4个代表性月海盆地的月亮厚度, 分别为: Smythii盆地72km、Crisium盆地70km、Orientale盆地60km、Imbrium盆地57km.

与此同时, 一些新的数据处理方法被用于Apollo时期的月震数据, 与利用遥感手段获取的月亮结构进行互相比对, 互相印证. Khan等(2000)对Apollo12、14、15和16号的月震数据进行了重新处理, 通过非线性贝叶斯反演获取月面下方100km的P波波速1-D模型. 由模型得出, 在20km和(45±5)km处有明显的波速上升, 认为Apollo着陆区域的月亮厚度比之前认为的50~70km要薄一些. 同时, 另一些研究也支持这一结论, 利用走时反演获取了月球内部的速度结构, 依据速度断面推测月亮厚度为(38±8)km(Khan和Mosegaard, 2002), 利用接收函数获取的月亮厚度为(30±2.5)km(Lognonné等, 2003). 此外, Khan和Mosegaard(2002)利用月震数据得出在20km处存在波速不连续层, 这与之前的一些研究的结论相同. 由此看出, 遥感观测与月震观测得到了较为一致的结论.

日本于2007年发射了高-低跟踪模式的月球探测器SELENE, 实现了对月球背面的直接测量. Ishihara等(2009)利用该探测器获取的重力数据, 反演认为月球的月亮平均厚度为53km. Huang和Wieczorek(2012)利用该探测器获取的重力场模型SGM100h及最新的地形模型, 研究了月亮密度及孔隙度的分布.

美国于2011年9月发射的GRAIL探测卫星获取了全月球均匀分布的星间Ka波段测量数据(相对于原先的地面测站与卫星的S波段测量, 测量精度提高了近4

个量级, 达 $0.5\mu\text{m s}^{-1}$ 的水平), 高精度星间测速有利于获取高精度高阶次的月球重力场模型. 利用GRAIL的高精度重力场模型, 得出了月球高地的密度为 2550kg m^{-3} (Wieczorek等, 2013), 这比之前的研究结果要小一些. 在该密度条件下, 利用Apollo月震数据进行约束, 推算月亮的平均厚度约为34~43km(图4). 进一步利用GRAIL获取的高精度重力场模型, 获取了月亮垂向密度梯度分布, 近月面与远月面在月亮密度方面相似, 而近月面及艾肯盆地的厚度比远月面月亮厚度要薄得多(Besserer等, 2014), 这与Wieczorek等(2006)的结论相似. 利用GRAIL获取的重力场GL0660B模型, 基于重力/地形导纳和粒子群算法, 联合求解了月球的地球物理参数, 如月亮厚度、岩石圈弹性厚度等, 推算的典型区域的月亮厚度在1~70km(Zhong等, 2014).

4.1.2 月幔

利用马尔可夫链蒙特卡罗算法对Apollo12、14号月震数据进行了计算, 得出了P波及S波的波速分布概率(图5a; Khan等, 2000), 在约500km处P波及S波的波速都有明显上升, 这和Nakamura等(1982)的计算分析一致. 虽然其给出的结果能体现出月球表面下的波速结构, 但由于其在每个深度上的可接受波速范围较大, 相对于之前的一些波速模型(Nakamura等, 1982; Goins等, 1991)来说并不那么实用. 不同于Khan等(2000)的计算方法, Lognonné等(2003)在模型空间中采用完全随机搜索的方法, 选取了一组新的月震记录, 重新进行了走时反演, 计算出P波及S波的波速分布概率(图5b), 与Khan等(2000)的结论存在一些分歧, 认为在750km以下P波速有轻微的上升. 两幅波速分布图中约500km处均有波速不连续层, 但Lognonné等(2003)的图中在约750km也存在波速不连续层, 同时也提到了自己模型的鲁棒性并不好, 当剔除一些月震数据, 波速模型会发生一些变化. 后来, 综合利用月震数据和月球矿物组成给出了月球幔层的速度模型, 深度为740km处是上月幔和下月幔的分界面, 在上月幔部分, P波速度为 $7.6\sim 7.8\text{km s}^{-1}$, S波波速为 $4.35\sim 4.45\text{km s}^{-1}$, 在深度740km以下的下月幔, P波和S波的波速分别为 (8.15 ± 0.23) 和 $(4.5\pm 0.10)\text{km s}^{-1}$ (Gagnepain-Beyneix等, 2006).

对月球自转的研究发现, 月球的固体潮品质因子Q值非常的低, 约为 37.5 ± 4 (Williams等, 2014). 而早先一些针对月震的研究表明, 在上月幔月震品质因子Q

图 4 利用GL0420A重力模型反演的月亮厚度模型
据Wieczorek等(2013)

值大于4000(Nakamura和Koyama, 1982), 下月幔的 Q 值在1400~1500(Nakamura等, 1976), 那么在下月幔与月核分界面处必然存在一个 Q 值非常低的区域, 该区域被认为是局部熔融的(Nakamura等, 1982). Nakamura (2005)通过对远月面的33个震源的数据进行分析后发现, 在远月面深处存在一个区域没有震源, 这可能是由于该区域没有发生过月震, 也有可能是因为S波在经过月幔与月核分界面时发生了大幅度衰减, 这同时也解释了在观测台站上可以接收到远月面震源的P波, 而S波却无法被接收, 以及发生在远月面的深月震记录稀少的现象. 利用贝叶斯反演方法重新对Apollo月震数据进行处理, 反演得到了月球内部波速及其概率分布, 也认为在深度约1200km的下方存在一个厚度150~200km的低速、低黏度层(Khan等, 2014). 在Apollo月震数据的基础上, 引入最新GRAIL获取的激光测距数据, 推算月球内部低黏度层的厚度应大于170km, 该层P波波速约为 $(7.1 \pm 1.0) \text{ km s}^{-1}$, S波波速约为 $(2.9 \pm 0.5) \text{ km s}^{-1}$, 黏性约为 $3 \times 10^{16} \text{ Pa}$ (Matsumoto等, 2015). 利用最新的 k_2 勒夫数及潮汐品质因子 Q 进行约束反演, 验证了下月幔局部低黏度层的存在, 并且通过调整模型, 得出当低黏度层半径约为500km, 黏性约为 $2 \times 10^{16} \text{ Pa}$ 时符合观测值(Harada等, 2014).

4.1.3 月核

联合LP获取的更高精度的月球质量、惯性矩以及重力进行反演, 得出如下结论: 如果由Fe构成的固态月核, 其半径为220~370km, 如果由Fe-FeS构成的液态月核, 其半径为330~590km(Konopliv等, 1998). 取圈层结构和球对称形态为月球的基本结构假设, 并以月球平均密度和无量纲惯性矩作为约束, 数值求解月球Lane-Emden方程, 得到下月幔厚度和月核大小的变化范围, 结果表明月核的密度在 $4.7 \sim 7.0 \text{ g cm}^{-3}$ 范围内变化时, 月核半径的变化范围为356~704km, 相应的下月幔厚度的变化范围约为33~381km, 月核占月球总质量的百分比在0.6~7%变化(柯宝贵等, 2009). 基于简单Adams-Williamson状态方程, 利用了Apollo月震数据、惯性矩及勒夫数同时对月球模型进行约束, 利用邻域算法构建了初始月球参考(VPREMOON)模型, 给出了随深度变化的P波和S波波速分布, 该模型类似于地球的初始地球参考模型(PREM模型), 得出月核半径为 $(380 \pm 40) \text{ km}$, 平均密度为 $(5200 \pm 1000) \text{ kg m}^{-3}$ (Garcia等, 2011). 基于GRAIL的GRGM660PRIM重力模型, 以月球惯性矩及平均密度作为约束, 利用蒙特卡罗算法计算了月核的半径, 认为存在一个半径约370km的月

图5 Khan等(2000)得出的波速模型(a)和Lognonné等(2003)得出的波速模型(b)
(a) 等高线代表该深度上波速的分布概率; (b) 颜色代表该深度上波速的分布概率

核(Yan等, 2015). 利用阵列处理方法对Apollo月震数据进行处理, 利用穿过月核的月震反射波的能量反演得到了一个月球内部结构的模型(图6). 该研究认为月球存在一个固态的内核(半径约240km), 一个液态的外核(半径约330km)以及存在一个局部低黏度的边界层(半径约480km)(Weber等, 2011). 日本SELENE探测器和美国LP探测器搭载了磁力计, 利用SELENE及LP的磁测数据, 探测到了一个极其微弱的偶极子场并以此为约束, 计算得出一个半径约为290km的月核(Shimizu等, 2013), 与上面的结论有一定的一致性. 利用最新获取的GRAIL重力场数据, 结合月球激光测距(LLR)数据, 得到月球的液态外核平均为200~380km, 固态内核的半径为0~280km(Williams等, 2014).

利用月震、重力、地形、月球化学等手段联合反演, 并基于层析成像技术获取了部分区域下部的横向非均匀速度模型, 构建了月球3D速度模型(Zhao等, 2008, 2012; Steinberger等, 2015), 如图7所示, 认为这种S波波速的不均匀意味着月壳和上月幔存在物质的不均匀分布, 月幔可能仍然有热活动(Zhao等, 2012).

图6 月球内部结构模型
据Weber等(2011)

4.2 评述

虽然根据各类不同的观测数据有许多不相同的结果, 但随着观测数据的数量、精度增加以及数据处理

图 7 各深度S波波速3D分布图

据(Zhao等, 2012). 颜色表示各层速度相对于一维平均速度模型的变化, 红色代表低速, 蓝色代表高速

手段的发展, 对月球结构认识的不确定性逐渐减小. 对于月亮厚度, 相比Apollo时期得到的结论要更薄一些, 约30~40km, 并且有证据证明远月面的月亮要比近月面的月亮更厚, 月亮在20km深度处分为上下两层, 同时, 月亮的均衡补偿并不能简单的使用艾黎均衡模型或普拉特均衡模型. 对于月球深部结构, 在由月震获取的先验模型的基础上, 利用基于月球激光测距获取的月球平均密度、惯性矩、天平动、固体潮等参数, 联合重力场模型对核幔边界进行了约束. 针对于不同组成成分的月核, 半径为220~700km. 对于月核结构, 由于重力等卫星测量数据对月核的约束十分有限, 又缺乏新的月震数据, 所以关于月核的争论仍然存在. 研究人员普遍认同月核的存在, 但月核的状态是固态还是液态, 抑或是存在固态内核及液态外核, 仍然没有定论.

通过对月震数据的研究, 发现月球与地球有着类似的圈层结构, 但月球各圈层与地球存在着较大的差异(表3). 月球与地球内部都存在着以铁为主要成分的核, 但相对于地球, 月核的尺寸较小, 约占半径的29%. 地幔可以分为上下两个部分, 上部存在一个局部熔融的低速层, 称为软流圈, 下部呈可塑性固态. 月球虽然

可以通过P波在深度500km处区分出上、下两层, 但其物性差距不大, 均为冷却的固态, 在下月幔和月核的分界面推测可能存在一层厚度约200km的低速、低黏度层. 地壳可分为洋壳和陆壳, 其厚度从5km到50km不等, 平均厚度约为30km. 月亮平均厚度约为45km, 相对于地壳较厚, 并且远月面的月亮要略厚于近月面. 地球表面有着活跃的板块运动, 而月球并没有板块构造与板块运动. 此外, 因为月球壳层及幔层上部已经完全冷却, 几乎很少有月震产生, 因此在研究月球内部结构时仅能依靠深月震. 而由于月幔对于月震波的衰减较大, 远月面的深月震在近月面较难被接收到, 因此, 如果能在远月面布设月震台站, 对研究远月面及月球整体结构都有较大的帮助.

5 结论和展望

表4总结了月球内部结构研究的不同阶段的主要探测技术及各阶段的典型认识. 纵观整个月球内部结构研究的历程, 月震方法仍然是获取月球内部结构的重要手段, 其他研究方法或多或少都将月震获取的内部结构作为先验信息进行考虑. 但是, 值得注意的是,

表 3 地球和月球内部结构差异

属性	地球	月球
壳层厚度(km)	30(半径的0.5%)	45(半径的4%)
幔层深度(km)	30~3000(半径的48%)	45~1200(半径的67%)
核的深度(km)	3000~6370(半径的52%)	1200~1737(半径的29%)

表 4 不同阶段月球主要探测技术与内部结构认识

时间段	代表技术	典型认识
第一阶段	早期绕月卫星观测	低阶次大尺度重力场, 发现正面质量瘤
第二阶段	月面观测(月震)	月壳: 厚度50~70km 月幔: 上下月幔边界约在500km深度 月核: 推测半径为150~700km, 存在低黏度层
第三阶段	高分辨率遥感观测与月震数据的综合应用	月壳: 厚度30~40km, 远月面厚于近月面 月幔: 月幔下方存在低黏度层(厚度170~500km) 月核: 半径为220~700km, 大小和性态仍无定论

一方面, 自Apollo计划终止到现在, 并无新的月震仪投放, 能够使用的月震数据仍然只有Apollo时期的12000余条月震数据; 另一方面, 选取不同的月震数据进行反演所得的结果并不完全相同, 甚至存在自相矛盾的地方(Lognonné等, 2003).

目前, 对于月球内部结构的主要研究手段是基于月震数据反演的结果, 然后利用大量其他数据源如卫星轨道摄动反演的重力场异常、激光测高和月岩化学分析等手段提供约束(Khan等, 2007), 但这些手段仍然难以反映出下层月幔及月核的结构. Harada等(2014)所提出的利用 k_2 勒夫数约束月球模型的研究方法, 虽然对于月球深部结构有较好的反映, 但由于反演的多解性, 结果存在较大的不确定性.

近年来, 随着大量月球探测器的发射, 外部数据无论从数量还是质量上讲, 都得到了大幅度提升, 为研究月球内部结构提供了更多的约束. 其中, 探测行星内部结构的最精确和最有效的手段仍然还是月震波分析方法, 尤其是将月震仪布设在内部结构特征丰富且亟需明确的远月面高地和两极区域(包括南极艾肯盆地)(Yamada等, 2011), 选取这些区域符合工程条件和科学条件的安置点布设月震观测网(郝卫峰等, 2012a, 2012b). 在月球远月面和两极布设月震仪, 一是现有的月球着陆器主要是投放在月球正面区域, 月球两极和远月面还未发射着陆器, 没有布设月震仪. 二是月球的近月面和远月面的两分性, 通过重力等观测发现了

近月面和远月面的壳层和地形的差异性, 远月面是以高地为主, 近月面是以月海为主, 月壳在远月面厚于近月面. 此外, 通过现有的月震数据分析发现, 在远月面深部存在一个区域没有震源, 这可能是由于该区域没有发生过月震, 也有可能是因为S波在经过月幔与月核分界面时发生了大幅度衰减, 如果在远月面布设月震仪, 对这些结论是一个很好的验证. 三是在两极区域, 高地处有丰富的光照条件, 而在永久阴影区又可能含有水冰, 近期世界各国的探测计划都是瞄准了月球南极, 可以探测水冰是否存在并安放月震仪兼顾内部结构探测. 艾肯盆地(South Pole-Aitken basin, SPA)是月球最大、最深和最古老的盆地, 大部分位于月球背面的南极区域, 其盆地中央月壳厚度约为30km(Sasaki等, 2010), 比月壳平均厚度要薄. Clementine等轨道探测器的数据表明, 艾肯盆地的组分与远月面高地组分不同(Lucey等, 2006), 在艾肯盆地着陆安置月震仪并采样返回, 对于研究艾肯盆地内部结构、组分以及其成因和演化过程都具有重大意义. 基于此考虑, 中国探月工程后续任务也拟于2025年前后在近月面南极永久光照区布设中国第一台月震仪. 在月震仪设计时, 需要考虑月震的特殊性, 即月震信号起始震相振幅很小难以辨认、衰减很慢. 美国预计于2018年5月发射火星InSight着陆器, 其携带的地震仪单元包括甚宽频三轴地震仪(0.00005~50Hz)和MEMS(Micro-Electro-Mechanical System)短周期地震仪, 并且将仪器装

配在真空中,减小温度和压力的剧烈变化对观测精度和灵敏度的影响。借鉴火星InSight着陆器搭载的地震仪单元的设计,可以改善月震仪的灵敏度及带宽等特性,从而记录到深源月震事件这一主要月震事件类型,提高对月球结构的认识(Yamada等, 2015)。同时,将月震仪架设在月壤层以下可以有效排除月壤的影响,有效地改善数据的质量(肖龙等, 2016)。

此外,遥感在内的非月震观测技术对获得月球内部结构还将会提供更多的帮助信息:(1) 重力和地形:一方面,通过对GRAIL发布的420阶次模型进行分析,发现了月面存在断层结构(Andrews-Hanna等, 2013),而更高精度的月球重力场模型及地形信息,或许能够发现更多的月球浅层精细结构。另一方面,地形精度越高,布格重力异常计算会更加精确,对进一步认识质量瘤成因有很大的帮助。(2) 磁场观测:利用月球磁场可以对月核的结构进行反演,Shimizu等(2013)利用SELENE及LP的磁力计数据对月核进行了约束。然而,月球的磁场相对于地球而言极其微弱,如果能使用更高精度的磁力计,或许能对月核结果进行更细致的研究。(3) 通过更高精度的遥感观测,可以获得矿物含量和分布、元素丰度等,从而更好地认识岩性。中国将会于2019年实现“嫦娥五号”的采样返回,2018年实现“嫦娥四号”月球背面软着陆和月面巡视探测,这些都将为深入认识月球内部结构提供重要支撑。同时,仍还有大量运用于研究地球内部结构的方法还未应用于月球内部结构研究。可以预见的是,随着各种外部观测数据精度的提升以及新的方法应用于月球,月球深部结构的研究会有长足的发展。

参考文献

郝卫峰,李斐,鄢建国,张杰,苏晓莉. 2012a. 基于嫦娥一号激光测高数据的月球极区光照研究. 地球物理学报, 55: 46–52

郝卫峰,叶茂,李斐,鄢建国,邵先远. 2012b. 基于嫦娥一号卫星获取的DEM研究月球车通信的可达性. 宇航学报, 33: 1453–1459

柯宝贵,李斐,王文睿,王殊伟,鄢建国. 2009. 应用Lane-Emden方程分析下月幔厚度与月核半径大小. 地球物理学报, 52: 1208–1213

李斐,柯宝贵,王文睿,鄢建国. 2009. 利用重力地形导纳估计月壳厚度的演化. 地球物理学报, 52: 2001–2008

李斐,郝卫峰,鄢建国,邵先远,叶茂,肖驰. 2016. 空间跟踪技术的发展对月球重力场模型的改进. 地球物理学报, 59: 1249–1259

欧阳自远. 2005. 月球科学概论. 北京: 中国宇航出版社. 21–22

肖龙,乔乐,肖智勇,黄倩,何琦,赵健楠,薛竹青,黄俊. 2016. 月球着

陆探测值得关注的主要科学问题及着陆区选址建议. 中国科学: 物理 力学 天文学, 46: 029602

Andrews-Hanna J C, Asmar S W, Head J W, Kiefer W S, Konopliv A S, Lemoine F G, Matsuyama I, Mazarico E, McGovern P J, Melosh H J, Neumann G A, Nimmo F, Phillips R J, Smith D E, Solomon S C, Taylor G J, Wieczorek M A, Williams J G, Zuber M T. 2013. Ancient igneous intrusions and early expansion of the Moon revealed by GRAIL gravity gradiometry. *Science*, 339: 675–678

Besserer J, Nimmo F, Wieczorek M A, Weber R C, Kiefer W S, McGovern P J, Andrews-Hanna J C, Smith D E, Zuber M T. 2014. GRAIL gravity constraints on the vertical and lateral density structure of the lunar crust. *Geophys Res Lett*, 41: 5771–5777

Harada Y, Goossens S, Matsumoto K, Yan J, Ping J, Noda H, Haruyama J. 2014. Strong tidal heating in an ultralow-viscosity zone at the core-mantle boundary of the Moon. *Nat Geosci*, 7: 569–572

Hikida H, Wieczorek M A. 2007. Crustal thickness of the Moon: New constraints from gravity inversions using polyhedral shape models. *Icarus*, 192: 150–166

Hood L L. 1986. Geophysical constraints on the lunar interior. *Origin Moon*, 31: 361–410

Hood L L, Herbert F, Sonett C P. 1982. The deep lunar electrical conductivity profile: Structural and thermal inferences. *J Geophys Res*, 87: 5311–5326

Huang Q, Wieczorek M A. 2012. Density and porosity of the lunar crust from gravity and topography. *J Geophys Res*, 117: E05003

Ishihara Y, Goossens S, Matsumoto K, Noda H, Araki H, Namiki N, Hanada H, Iwata T, Tazawa S, Sasaki S. 2009. Crustal thickness of the Moon: Implications for farside basin structures. *Geophys Res Lett*, 36: L19202

Gagnepain-Beyneix J, Lognonné P, Chenet H, Lombardi D, Spohn T. 2006. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 140–166

Garcia R F, Gagnepain-Beyneix J, Chevrot S, Lognonné P. 2011. Very preliminary reference Moon model. *Phys Earth Planet Inter*, 188: 96–113

Goins N R, Dainty A M, Toksoz M N. 1981. Lunar seismology: The internal structure of the Moon. *J Geophys Res*, 86: 5061–5074

Goins N R, Toksöz M N, Dainty A M. 1978. Seismic structure of the lunar mantle: An overview. In: Lunar and Planetary science conference, 9th. Houston. 3575–3588

Khan A, Connolly J A D, MacLennan J, Mosegaard K. 2007. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state. *Geophys J Int*, 168: 243–258

Khan A, Connolly J A D, Pommier A, Noir J. 2014. Geophysical evidence for melt in the deep lunar interior and implications for lunar evolution. *J Geophys Res Planets*, 119: 2197–2221

- Khan A, Mosegaard K. 2002. An inquiry into the lunar interior: A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data. *J Geophys Res*, 107: 3–23
- Khan A, Mosegaard K, Rasmussen K L. 2000. A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data. *Geophys Res Lett*, 27: 1591–1594
- Konopliv A S, Binder A B, Hood L L, Kucinskis A B, Sjogren W L, Williams J G. 1998. Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector. *Science*, 281: 1476–1480
- Lemoine F G R, Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, Rowlands D D. 1997. A 70th degree lunar gravity model (GLGM-2) from Clementine and other tracking data. *J Geophys Res*, 102: 16339–16359
- Lognonné P, Gagnepain-Beyneix J, Chenet H. 2003. A new seismic model of the Moon: Implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon. *Earth Planet Sci Lett*, 211: 27–44
- Lucey P, Korotev R L, Gillis J J, Taylor L A, Lawrence D, Campbell B A, Elphic R, Feldman B, Lon L H, Hunten D, Mendillo M, Noble S, Papike J J, Reedy R C, Lawson S, Prettyman T, Gasnault O, Maurice S. 2006. Understanding the Lunar surface and space-Moon interactions. *Rev Mineral Geochem*, 60: 83–219
- Matsumoto K, Yamada R, Kikuchi F, Kamata S, Ishihara Y, Iwata T, Hanada H, Sasaki S. 2015. Internal structure of the Moon inferred from Apollo seismic data and selenodetic data from GRAIL and LLR. *Geophys Res Lett*, 42: 7351–7358
- Muller P M, Sjogren W L. 1968. Mascons: Lunar mass concentrations. *Science*, 161: 680–684
- Mueller S, Taylor G J, Phillips R J. 1988. Lunar composition: A geophysical and petrological synthesis. *J Geophys Res*, 93: 6338–6352
- Nakamura Y. 2003. New identification of deep moonquakes in the Apollo lunar seismic data. *Phys Earth Planet Inter*, 139: 197–205
- Nakamura Y. 2005. Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon. *J Geophys Res*, 110: E01001
- Nakamura Y, Latham G, Lammlein D, Ewing M, Duennebie F, Dorman J. 1974. Deep lunar interior inferred from recent seismic data. *Geophys Res Lett*, 1: 137–140
- Nakamura Y, Duennebie F K, Latham G V, Dorman H J. 1976. Structure of the lunar mantle. *J Geophys Res*, 81: 4818–4824
- Nakamura Y, Latham G V, Dorman H J. 1982. Apollo Lunar seismic experiment—Final summary. *J Geophys Res*, 87: A117–123
- Nakamura Y, Koyama J. 1982. Seismic Q of the lunar upper mantle. *J Geophys Res*, 87: 4855–4861
- Sasaki S, Ishihara Y, Araki H, NodaH, HanadaH, MatsumotoK, GoossensS, NamikiN, IwataT, OhtakeM. 2010. Structure of the lunar South Pole-Aitken basin from Kaguya (SELENE) gravity/topography. In: *Lunar and Planetary Science Conference*. Woodlands. 41: 1691
- Sellers P C. 1992. Seismic evidence for a low-velocity lunar core. *J Geophys Res*, 97: 11663–11672
- Shimizu H, Matsushima M, Takahashi F, Shibuya H, Tsunakawa H. 2013. Constraint on the lunar core size from electromagnetic sounding based on magnetic field observations by an orbiting satellite. *Icarus*, 222: 32–43
- Simmons G, Todd T, Wang H. 1973. The 25-km discontinuity: Implications for Lunar history. *Science*, 182: 158–161
- Steinberger B, Zhao D, Werner S C. 2015. Interior structure of the Moon: Constraints from seismic tomography, gravity and topography. *Phys Earth Planet Inter*, 245: 26–39
- Su Y, Fang G Y, Feng J Q, Xing S G, Ji Y C, Zhou B, Gao Y Z, Li H, Dai S, Xiao Y, Li C L. 2014. Data processing and initial results of Chang'e-3 lunar penetrating radar. *Res Astron Astrophys*, 14: 1623–1632
- Sugano T, Heki K. 2004. Isostasy of the Moon from high-resolution gravity and topography data: Implication for its thermal history. *Geophys Res Lett*, 31: L24703
- Toksöz M N, Dainty A M, Solomon S C, Anderson K R. 1974. Structure of the Moon. *Rev Geophys*, 12: 539–567
- Toksöz M N, Press F, Dainty A, Anderson K, Latham G, Ewing M, Dorman J, Lammlein D. 1972. Structure, composition and properties of lunar crust. In: *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. 3: 2527
- Weber R C, Lin P Y, Garner E J, Williams Q, Lognonné P. 2011. Seismic detection of the Lunar core. *Science*, 331: 309–312
- Williams J G, Konopliv A S, Boggs D H, Park R S, Yuan D N, Lemoine F G, Goossens S, Mazarico E, Nimmo F, Weber R C, Asmar S W, Melosh H J, Neumann G A, Phillips R J, Smith D E, Solomon S C, Watkins M M, Wiczorek M A, Andrews-Hanna J C, Head J W, Kiefer W S, Matsuyama I, McGovern P J, Taylor G J, Zuber M T. 2014. Lunar interior properties from the GRAIL mission. *J Geophys Res-Planets*, 119: 1546–1578
- Wiczorek M A, Phillips R J. 1997. The structure and compensation of the lunar highland crust. *J Geophys Res*, 102: 10933–10943
- Wiczorek M A, Jolliff B L, Khan A, Pritchard M E, Weiss B P, Williams J G, Hood L L, Richter K, Neal C R, Shearer C K, McCallum I S, Tompkins S, Hawke B R, Peterson C, Gillis J J, Bussey B. 2006. The constitution and structure of the Lunar interior. *Rev Mineral Geochem*, 60: 221–364
- Wiczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, Kiefer W S, Taylor G J, Melosh H J, Phillips R J, Solomon S C, Andrews-Hanna J C, Asmar S W, Konopliv A S, Lemoine F G, Smith D E, Watkins M M, Williams J G, Zuber M T. 2013. The crust of the Moon as seen by

- GRAIL. *Science*, 339: 671–675
- Xiao L, Zhu P M, Fang G Y, Xiao Z Y, Zou Y L, Zhao J N, Zhao N, Yuan Y F, Qiao L, Zhang X P, Zhang H, Wang J, Huang I, Huang Q, He Q, Zhou B, Ji Q Y, Shen S X, Li Y X, Gao Y Z. 2015. A young multilayered terrane of the northern Mare Imbrium revealed by Chang'E-3 mission. *Science*, 347: 1226–1229
- Yamada R, Garcia R F, Lognonné P, Feuvre M L, Calvet M, Gagnepain-Beyneix J. 2011. Optimisation of seismic network design: Application to a geophysical international lunar network. *Planet Space Sci*, 59: 343–354
- Yamada R, Nébut T, Shiraishi H, Lognonné P, Kobayashi N, Tanaka S. 2015. Frequency band enlargement of the penetrator seismometer and its application to moonquake observation. *Adv Space Res*, 56: 341–354
- Yan J, Xu L, Li F, Matsumoto K, Rodriguez J A P, Miyamoto H, Dohm J M. 2015. Lunar core structure investigation: Implication of GRAIL gravity field model. *Adv Space Res*, 55: 1721–1727
- Zhang J, Yang W, Hu S, Lin Y T, Fang G Y, Li C L, Peng W X, Zhu S Y, He Z P, Zhou B, Lin H Y, Yang J F, Liu E H, Xu Y C, Wang J Y, Yao Z X, Zou Y L, Yan J, Ouyang Z Y. 2015. Volcanic history of the Imbrium basin: A close-up view from the lunar rover Yutu. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 5342–5347
- Zhao D, Arai T, Liu L, Ohtani E. 2012. Seismic tomography and geochemical evidence for lunar mantle heterogeneity: Comparing with Earth. *Glob Planet Change*, 90–91: 29–36
- Zhao D P, Lei J S, Liu L. 2008. Seismic tomography of the Moon. *Chin Sci Bull*, 53: 3897–3907
- Zhong Z, Li F, Yan J, Yan P, Dohm J M. 2014. Lunar geophysical parameters inversion based on gravity/topography admittance and particle swarm optimization. *Adv Space Res*, 54: 770–779

(责任编辑: 陈凌)