

郭弟均, 刘建忠, 籍进柱等. 2016. 月球的全球构造格架初探. 地球物理学报, 59(10):3543-3554, doi:10.6038/cjg20161002.
Guo D J, Liu J Z, Ji J Z, et al. 2016. Preliminary study on the global geotectonic framework of the Moon. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 59(10):3543-3554, doi:10.6038/cjg20161002.

月球的全球构造格架初探

郭弟均^{1, 2}, 刘建忠^{1*}, 籍进柱^{1, 2}, 刘敬稳^{1, 2}, 王庆龙³, 欧阳自远¹

1 中国科学院地球化学研究所, 月球与行星科学研究中心, 贵阳 550081

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

摘要 长期以来, 最初依据月表反照率建立的月陆、月海二分法一直主导着人们对于月球构造格架的基本认识, 然而自 20 世纪末以来的各种月球探测数据均表明, 南极艾肯盆地作为月球上最大的撞击盆地不仅占据了月表很大的面积, 而且有不同于月陆和月海的性质及演化过程. 本文通过综合研究月球典型的地球物理、地球化学以及地形特征, 初步确定了月球的全球构造格架是一个既有横向表面延伸又有纵向深部延伸的三元结构, 包含三个月球大地构造单元, 分别是主要覆盖正面风暴洋及周围月海盆地区域的月海构造域、主要覆盖背面高地的月陆构造域以及位于南极艾肯盆地的南极艾肯盆地构造域.

关键词 月球; 构造格架; 月海构造域; 月陆构造域; 南极艾肯盆地构造域

doi:10.6038/cjg20161002

中图分类号 P691

收稿日期 2015-02-09, 2016-08-23 收修定稿

Preliminary study on the global geotectonic framework of the Moon

GUO Di-Jun^{1, 2}, LIU Jian-Zhong^{1*}, JI Jin-Zhu^{1, 2}, LIU Jing-Wen^{1, 2},
WANG Qing-Long³, OUYANG Zi-Yuan¹

1 Center for Lunar and Planetary Sciences, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

Abstract For a long time, the land-mare dichotomy based on lunar albedo has dominated our general sense of the lunar global geotectonic framework. However, lunar exploration data since the end of the last century shows that the South Pole-Aitken basin, which is the largest impact basin on the Moon, not only occupies a large region of the Moon but also differs from highland and mare in properties and evolution processes. Based on the study of the typical characteristics of lunar geophysics, geochemistry and topography, a geotectonic framework of ternary pattern is proposed here. The three units extend both on the horizontal surface and in the vertical direction, including the mare tectonic domain that mainly covers the Procellarum and its neighboring mare basins, the highland tectonic domain that mainly covers the highland on the farside, and the South Pole-Aitken basin tectonic domain that is mainly occupied by the great South Pole-Aitken basin.

Keywords Moon; Geotectonic framework; Mare tectonic domain; Highland tectonic domain; South Pole-Aitken basin tectonic domain

基金项目 国家自然科学基金重大项目(41490634)、面上项目(41373068)和中国科学院战略性先导科技专项(XDB18010105)联合资助.

作者简介 郭弟均, 男, 1988 年生, 博士生, 从事行星遥感地质研究. E-mail: guodijun@mail.gyig.ac.cn

* 通讯作者 刘建忠, 男, 1968 年生, 研究员, 博士生导师, 从事比较行星学及深空探测研究. E-mail: liujz@nao.cas.cn

1 引言

相对于地球表面,月球的表层岩石类型要简单得多,迄今发现的主要类型包括亚铁斜长岩、富镁岩套、富碱岩套、月海玄武岩(包括含 KREEP 玄武岩和不含或贫 KREEP 组分的普通“月海玄武岩”),而月球岩浆洋(LMO)的演化可以通过主要岩石类型的形成时间和组成的演化关系进行限定(张福勤等, 2010)。月球相对简单的组成特征和演化历史表明月球符合“单板星球”的特征,缺乏与长期内动力构造演化相关而高度分异的衍生物(张福勤等, 2010),模型计算也证明了月球的单板结构(Richards et al., 2001; O'Neill et al., 2007),这与地球的板块构造有很大的差异。尽管如此,但月球的内部地球物理特征、表面地球化学特征以及地形分布表现出较一致的区域差异性,表明月球存在不同的大地构造单元。

通过人在地球上的肉眼观察就可以发现,月球正面月表可以被分为反照率不同的暗色区域和亮色区域,显示出二分特性。早在 17 世纪,伽利略通过自制望远镜观测发现,月表暗色区域较平整而亮色区域起伏不平,具有不同的形貌特征和构造样式(Whitaker, 1978),其暗色区域被称为月海(mare 或 maria)而亮色的区域被称为高地(terra 或 highland)(Wilhelms et al., 1987)。根据 Apollo 时代的探测数据,前苏联科学家科兹洛夫和苏利季—康德拉季耶夫于 1967 年和 1968 年进一步提出,月球的一级构造单元可分为高地构造区域和月海构造区域,在这两个一级构造单元中还可以再细分出二级构造单元(欧阳自远, 2005)。

进入 20 世纪 90 年代之后,进一步的探测数据表明月球具有更复杂的构造格架,除月陆、月海的构造划分之外,南极艾肯(South Pole-Aitken, SPA)盆地及其邻近区域在地球物理场、岩石圈结构、地球化学性质以及形貌特征等方面的独特性已从多种已获取的数据中体现出来(Neumann et al., 1996; Pieters et al., 1997; Lucey et al., 1998; Cook et al., 2000; Shevchenko et al., 2007; Smith et al., 2010; Andrews-Hanna et al., 2013; Lemoine et al., 2013, 2014; Wiczorek et al., 2013),而 SPA 盆地的在演化路径上也独立于其他月球区域(Pieters et al., 2001; Arai et al., 2008)。根据 Clementine 多光谱数据以及 Lunar Prospector 能谱数据得到的铁元素和钍元素分布, Jolliff 等(2000)

定义了月球的三个化学地体:斜长岩高地地体(FHT)、风暴洋克里普地体(PKT)和南极艾肯地体(SPAT),这一划分从月表地球化学的角度将月球分为了三个单元,缺乏地球物理场的约束。基于对三大化学地体的认识, Liu 等(2009)进一步建立了月球地体构造的星子堆积起源模式。

月球的地球物理、地球化学及地形地貌特征表明,早期基于单一数据对月球的构造格架按照月陆、月海二分的方式并不能完全概括月球的地质-构造演化特征。基于最近的多种探测数据的融合分析,本文旨在通过研究月球在内部地球物理结构、表面地球化学性质以及月表形貌等方面的分区特征,建立月球的三元结构的全球性构造格架,包含三个大地构造单元:主要位于正面风暴洋区域的月海构造域,位于南极艾肯盆地及其邻近区域的南极艾肯盆地构造域以及余下以高地为主的月陆构造域。三个构造单元的演化历史具有明显的差别,这可能主要受控于各构造域的深部构造特征及物质成分尤其是生热元素的不均一分布,而月球形成初期的岩浆洋不均一结晶可能是物质的不均一分布的起源(Arai et al., 2008)。

2 基于不同要素的月球大地构造单元

本次研究将近年来月球探测获得的不同类型的典型成果数据作为识别月球构造域的研究对象。由于各数据的数值分布无法在空间上完全分割,比如高地区域虽然整体上高程最高,但其中一些盆地的高程比月海中的部分区域还低,所以不能通过直接对数值分割达到划分各构造单元的目的,本文采用了目视的方法识别各构造单元的边界。为了提高目视解译的精确度,我们使用了伪彩色图像处理,它是基于一种指定的规则对灰度值赋以颜色的处理,本次处理中颜色是均匀添加的,以防止人为扩大或缩小色彩所代表的值域范围。伪彩色处理的影像不同颜色代表了不同的数值,两个像素点的颜色差异越大则数值差异越大,因此颜色差异最大的位置代表了不同构造单元的边界。由于人眼对色彩有极高的分辨能力,可以辨别几千种彩色色调和亮度(Gonzalez and Woods, 2006),根据本文使用数据的数值分布范围,这种方法的分辨率在理论上可以达到 1 个数值单位。

2.1 基于特殊地球物理特征的月球大地构造单元

月球的地球物理研究包括月球的重力场模型、

磁场分布、电导率分层、月震波的传播、内部热流值等物理场的分布以及月球的内部结构(欧阳自远, 2005)。月球地球物理性质尤其是重力场分布和月壳岩石圈结构特征是圈定全球性构造单元的主要依据,同一个岩石圈构造单元的不同块体具有相似的地壳类型、地壳结构和分层特征,地壳厚度相近或有统一的变化规律(李廷栋, 2006)。目前对月球的地球物理研究主要是通过地震波观测和重力场观测,认识月球内部结构最有效、最直接的方法就是进行月震观测,然而目前月震研究资料十分有限,只有 Apollo 时代建立的位于月球正面的观测网数据,通过这些数据已经得到了月球的圈层结构(Lammlein, 1977; Nakamura et al., 1982)。然而,由于 Apollo 台阵台站数量和空间位置的限制,基于月震数据的月球内部结构的研究主要集中于月震仪下方月壳厚度计算及上月幔一维速度模型的建立,且分辨率也相当有限,还具有很大的不确定性(姜明明和艾印双, 2010)。而月球的重力场数据可以通过探月卫星的轨道数据反演(Mazarico et al., 2010; Yan et al., 2010; Zuber et al., 2013a),能够达到全月覆盖且不需要进行月面的人工操作,因而是比月震观测更加可行的获取月球内部结构的方法。

基于重力场的月球地球物理性质研究始于 1966 年前苏联发射的环月探测器 Luna 10(Akim, 1966),同年 8 月,美国第一个环月探测器 Lunar Orbiter(LO-1)发射成功,LO 系列卫星进行了早期的月球轨道和质量分布探测(Lorell, 1970)。由于受数据质量及计算科学发展水平的限制,Apollo 时期只得到了最高 16×16 阶的月球重力场模型(Lemoine et al., 1997),进入 90 年代后,随着计算机技术的飞速发展,Konopliv 等(1993)利用 Apollo 时期的数据推出了展开至 60 阶的月球重力场模型 Lun60d。随着第二次探月高潮的升温,对月球重力场模型的研究也取得了巨大进步,综合 Clementine 和前期的探月的轨道数据,Lemoine 等(1997)得到了 70 阶的月球重力场模型 GLGM-2。为了详细探测月球的重力场数据以研究月球的内部结构,NASA 于 2011 年 9 月发射了 GRAIL(重力回溯及内部结构实验室)双生探测器专门负责提供高分辨率的月球重力数据(Zuber et al., 2013a),目前已利用 GRAIL 重力场数据计算出了 420 阶的重力场模型 GL0420A(Zuber et al., 2013b)、660 阶重力场模型 GRGM660PRIM(Lemoine et al., 2013)和 900 阶

的重力场模型 GRGM900C、GL0900D 等(Konopliv et al., 2014; Lemoine et al., 2014)。此外,中国利用嫦娥一号数据研制了 50 阶的月球重力场模型 CEGM-01(Yan et al., 2010),日本也利用本国的 SELENE 探月数据研制出了 100 阶的月球重力场模型 SGM100i(Goossens et al., 2011)。基于以上重力场模型,许多学者联合地形数据得到了整个月球的月壳厚度分布模型(Wieczorek and Phillips, 1998; Ishihara et al., 2009; 丰海等, 2012; Wieczorek et al., 2013)。为了进行基于地球物理的月球构造单元划分,我们使用了 PDS (Planetary Data System) 上公布的 GRGM900C 模型的布格重力异常数据,因为数据范围的限制,该数据是被截断为 600 阶发布的,此外还使用了 Wieczorek 等(2013)利用 GRAIL 重力场数据和 LOLA 地形数据得到的平均月壳厚度为 43 km 的月壳厚度模型(图 1)。

布格重力异常的分布表明,月球存在三个基于重力异常的构造单元,分别是月海构造域、月陆构造域和南极艾肯盆地构造域(图 1)。月海构造域主要覆盖月球的正面风暴洋区域,以正异常为主,包含了 9 个质量瘤盆地(Konopliv et al., 2001),重力异常分布从 -183.51 mGal 到 740.49 mGal,平均重力异常为 99.07 mGal;月陆构造域主要覆盖月球背面高地,以负异常为主,包含了 10 个质量瘤盆地(Konopliv et al., 2001),重力异常分布从 -726.57 mGal 到 513.37 mGal,平均重力异常为 -211.18 mGal;南极艾肯盆地构造域具有显著的正异常,含有两个质量瘤盆地(Konopliv et al., 2001),重力异常分布从 -203.64 mGal 到 594.53 mGal,平均重力异常为 196.46 mGal(表 1)。

同布格重力异常的分布一样,月壳厚度分布特征也显示出了月球的三个同类型的大地构造单元(图 1)。三个构造单元中,月海构造域的最低厚度为 2.48 km,最大厚度为 70.52 km,位于月海盆地外围的环形山上,平均厚度 38.48 km;月陆构造域是月壳最厚的构造单元,最大厚度达到 81.23 km,最小厚度为 0.55 km,这也是该模型中月壳最厚和最薄的地方,分别位于赫兹斯朋(Hertzprung)盆地西侧高地和莫斯科海,月陆构造域的平均厚度达到 51.29 km;南极艾肯盆地构造域主要是南极艾肯盆地所在的区域,撞击挖掘导致它的月壳厚度较薄,平均厚度 32.18 km,最大厚度为 65.55 km,最薄的地方 5.36 km(表 1)。

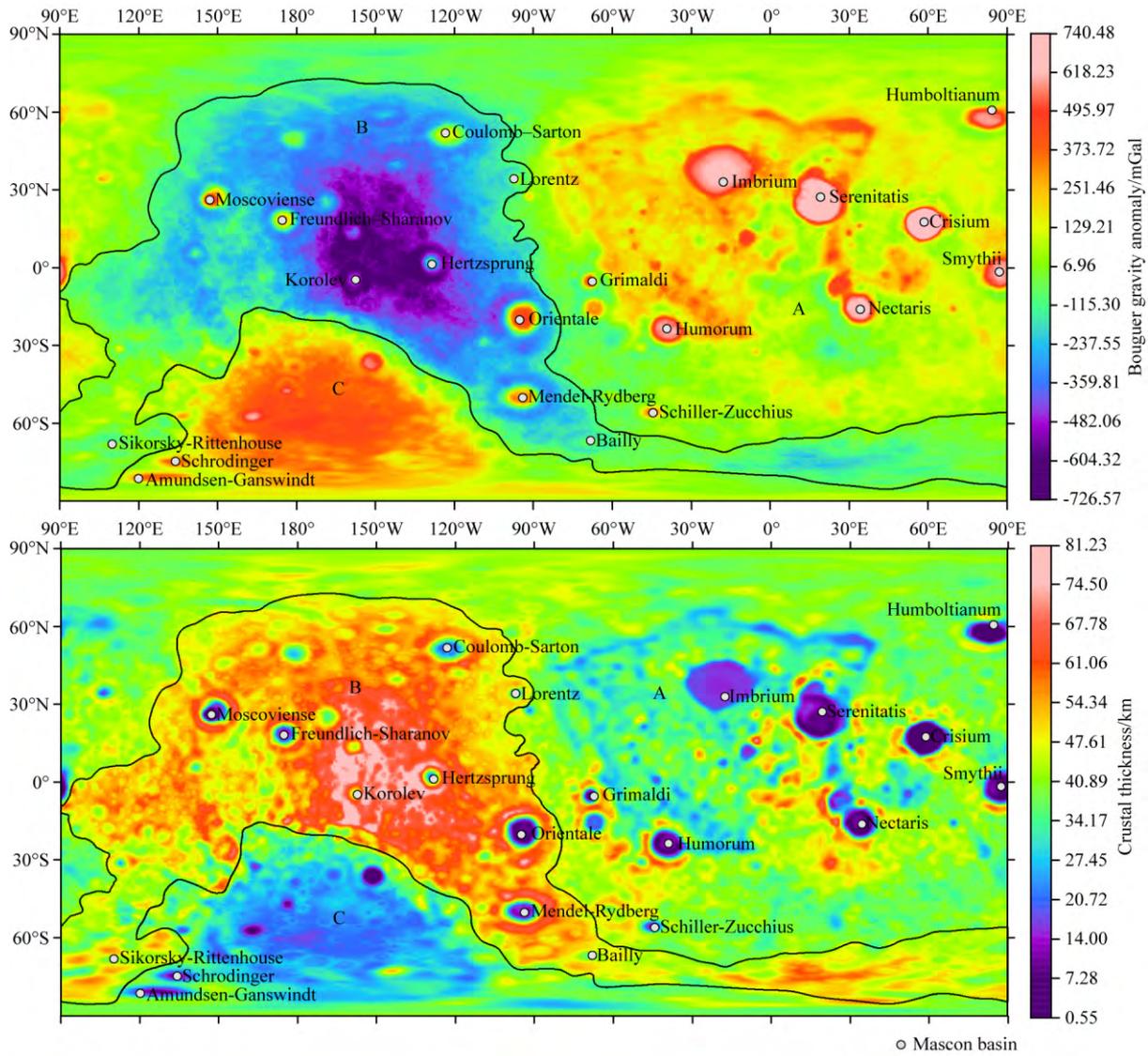


图 1 基于布格重力异常(a)和月壳厚度(b)划分的月球大地构造单元

A 为月海构造域; B 为月陆构造域; C 为南极艾肯盆地构造域. 采用简单圆柱投影, 投影中心为(90°W, 0°).

Fig. 1 Lunar geotectonic domains based on Bouguer gravity anomalies (a) and crust thickness (b)

A is the mare tectonic domain; B is the highland tectonic domain; C is the South Pole-Aitken basin tectonic domain.

The maps are in simple cylindrical projection, centering at (90°W, 0°).

表 1 基于地球物理特征划分的月球各构造域布格重力异常和月壳厚度值

Table 1 Bouguer gravity anomalies and crust thickness of lunar geotectonic domains based on geophysical features

	地球物理构造单元	最高值	最低值	平均值
布格重力异常 (mGal)	月海构造域	740.49	-183.51	99.07
	月陆构造域	513.37	-726.57	-211.18
	南极艾肯盆地构造域	594.53	-203.64	196.46
月壳厚度 (km)	月海构造域	70.52	2.48	38.48
	月陆构造域	81.23	0.55	51.29
	南极艾肯盆地构造域	65.55	5.36	32.18

2.2 基于特殊地球化学特征的月球大地构造单元

早期的研究者认为月壳是一个简单的分层堆积结构, 由一个上面覆盖着基性岩石(月海玄武岩)和熔融残留体(克里普岩)的斜长岩上月壳和近水平的下月壳基底所组成(Taylor and Jakes, 1974). 这种结构的形成主要来源于月球早期岩浆洋中岩浆的分异结晶作用, 因为该模式能够合理解释高地岩石和月海玄武岩的地球化学特征而被人们广泛认可(Papike et al., 1976; Warren and Wasson, 1979; Walker, 1983; Warren, 1985). 随着月球探测的深入, 人们逐渐认识到月球正面和背面在物质分布上存在明显的差异(Warren and Rasmussen, 1987;

Metzger, 1994), 表明其地质演化过程有所不同. Jolliff 等通过月球卫星观测数据证实了整体月表化学成分上的非均一性, 基于 Clementine 多光谱数据反演的 FeO 含量分布和 Lunar Prospector 伽马能谱数据反演的 Th 含量分布, 将全月分为了 3 个化学地体:

(1) 风暴洋克里普地体 (Procellarum KREEP Terrane, PKT), 成分以玄武岩质岩石为主, 具有非常高的钍含量和铁含量.

(2) 高地斜长岩地体 (Feldspathic Highland Terrane, FHT), 主要位于月球背面, 成分以长石为主, 钍和铁的含量相对较低.

(3) 南极艾肯地体 (South Pole-Aitken Terrane, SPAT), 相对于 FHT 具有较高的钍和铁含量, 但是都没有 PKT 高.

在月球上, Th 元素和 Fe 元素是有重要指示意义的两类元素. 在岩浆演化的过程中, Th 元素等生热元素提供了一个长期的热环境, 生热元素的非均一分布可导致岩浆洋的非均一固化, 从而形成月壳的不对称性 (Wasson and Warren, 1980), 因此 Th 元素的分布对风暴洋周围的月海区域的影响从岩浆洋早期分异到最晚的月海玄武岩形成阶段都有影响 (Schultz and Spudis, 1983). 此外, Th 元素在 KREEP 物质中含量较丰富, 通常作为识别 KREEP 的指示性元素 (Warren and Wasson, 1979). 月球 Fe 元素有助于揭示月球的起源和发展, 定义月表化学和矿物 (Zhang and Bowles, 2013), Fe 元素是玄武岩的主要成分之一, 通常随着月壳深度的增加铁镁质物质浓度升高 (Lucey et al., 1995), 所以铁元素的分布规律可以揭示自月球深部挖掘的成分. 借助于 Lunar Prospector 伽马谱数据, Lawrence 等 (2002a, b) 得到了全月球钍和铁 (以 FeO 表示) 的含量分布 (图 2), 可以被用来确定以地球化学为基础的月球大地构造单元.

根据以 Th 和 FeO 为代表的地球化学特征, 也可以将月球划分为月海、月陆和南极艾肯盆地三个构造域. 在三个构造域中, Th 元素和 Fe 元素的含量具有相似的特征, 两种成分均在月海构造域内含量最高, 尤其是在风暴洋区域, 其次在南极艾肯盆地构造域中含量也较高, 两种成分在月陆构造域中含量最低 (图 2、表 2). 月球 KREEP 岩主要位于月海单元中, 其 U 和 Th 的含量超过球粒陨石 300 倍, 这暗示月球上很大一部分生热元素集中于这一独立的地球化学省中 (欧阳自远, 2005), 据初步估算, 占月

壳 10% 体积的该区域中, 集中了月壳中大约 40% 的 Th 元素 (Jolliff et al., 2000), Haskin (1998) 更认为在风暴洋和雨海地区的月壳下面一定是富 Th 的 KREEP 高度富集的地点, 在风暴洋区月海玄武岩的下面覆盖着一层比月海玄武岩厚得多的克里普岩. 南极艾肯盆地构造域有月球上最大的撞击盆地, 其挖掘深度可能达到下月壳甚至上月幔 (Pieters et al., 1997; Cintala and Grieve, 1998; Lucey et al., 1998; Pieters et al., 2001), 因此盆地内的 Th 元素和 Fe 元素异常可能指示了月球内部的成分分布特征, 对于研究深部月壳成分及其演化有重要意义.

表 2 基于月表地球化学特征划分的月球各构造域 Th 元素和 FeO 含量

Table 2 Concentrations of Th and FeO in lunar tectonic domains based on geochemical characteristics

成分	月表成分单元	最高值	最低值	平均值
Th 元素含量 (ppm)	月海构造域	12.9	1.1	3.82
	月陆构造域	5.3	0.3	1.34
	南极艾肯盆地构造域	4.9	1.3	2.20
FeO 含量 (wt%)	月海构造域	26.6	3.0	10.17
	月陆构造域	11.3	2.6	5.62
	南极艾肯盆地构造域	13.6	5.1	8.05

2.3 基于地形特征的月球大地构造单元

月球地形是月球内、外地质作用对月壳综合作用的结果. 内动力地质作用造成了较大尺度的月表起伏, 控制了高地、洼地分布的轮廓, 决定了地貌的宏观格架, 也是形成月球不同大地构造单元的原始因素. 对于外动力地质作用来说, 由于月球表面没有植被, 也没有像地球表面有切割作用的水流, 没有人工改造, 没有风蚀作用等等, 最主要的月壳改造作用是陨石撞击以及影响相对较弱的太空风化作用, 撞击过程的挖掘和堆积作用导致了月球局部的地形起伏. 因此, 月球地形的宏观格局是月球构造格架的一种表现形式, 反映了月球的大地构造单元分布.

研究月球的地形特征主要利用月球的数字高程模型 (DEM). 目前获取月表高程数据主要有两种手段: 一是利用绕月卫星的激光测距传感器获取月球表面的点云数据, 进行处理后就可生成月球的 DEM 影像产品 (Li et al., 2010); 二是利用可以立体成像的 CCD 光学传感器获取月球表面的数字影像, 通过立体成像模型的处理可以获取月表的数字地形图 (Hofmann et al., 1984; 王任享, 2006). 2010 年美国发射的 LRO (Lunar Reconnaissance Orbiter) 月

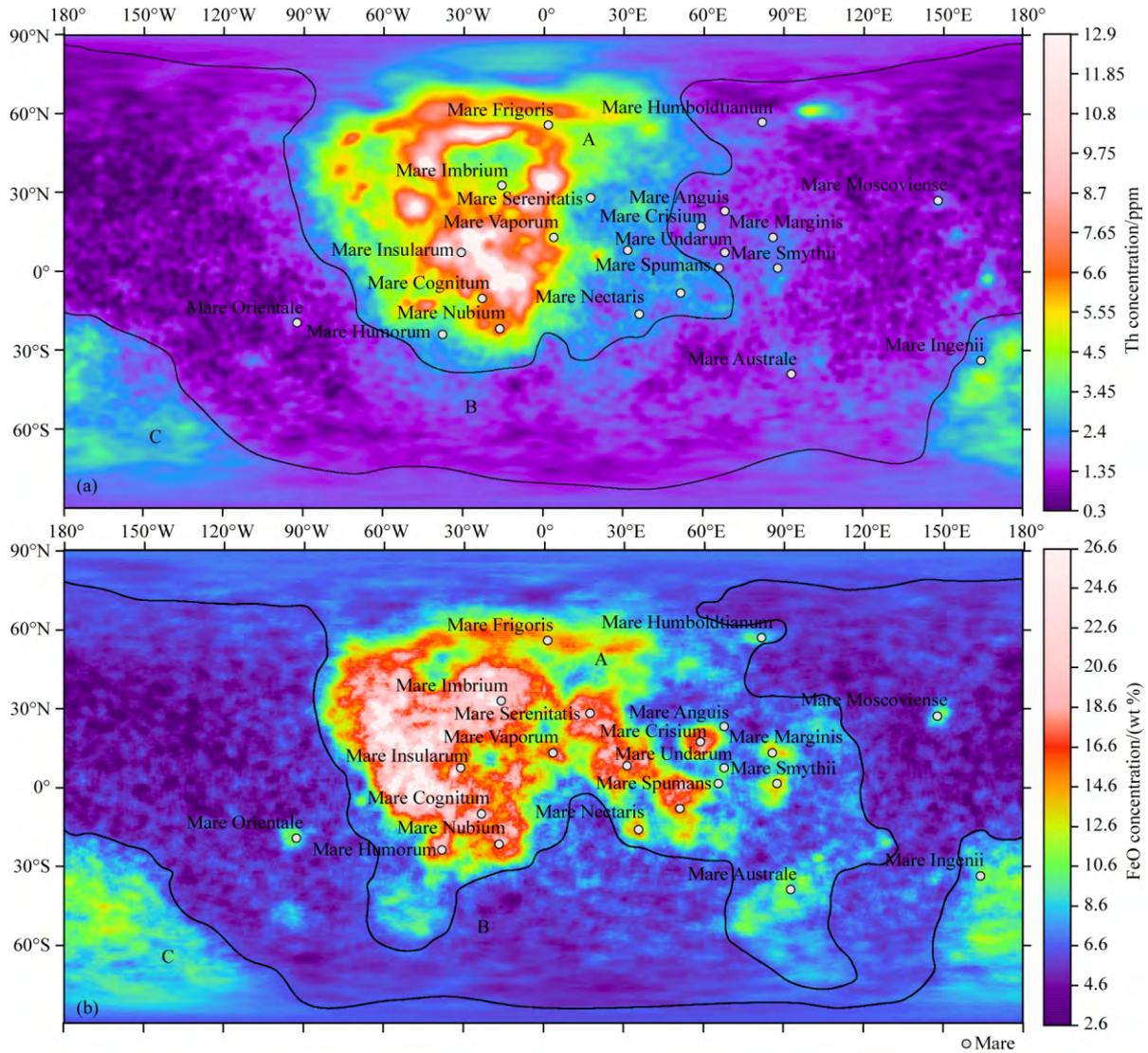


图 2 基于月表 Th(a)和 FeO(b)含量划分的月球大地构造单元

A 为月海构造域; B 为月陆构造域; C 为南极艾肯盆地构造域. 采用简单圆柱投影, 投影中心为(0°, 0°).

Fig. 2 Lunar geotectonic domains based on surface Th concentration (a) and FeO concentration (b)

A is the mare tectonic domain; B is the highland tectonic domain; C is the South Pole-Aitken basin tectonic domain.

The maps are in simple cylindrical projection, centering at (0°, 0°).

球轨道探测器上携带的 LOLA (Lunar Orbiter Laser Altimeter) 激光高度仪获得了目前应用最广泛也是质量最好的月球地形数据 (Smith et al., 2010), 本文选用了分辨率为 0.02° 的 LOLA 数据进行月球地形单元的划分.

从月球的地形分布上看, 月球的三元结构构造格架不仅在内部纵向的地球物理场及表层横向的地球化学场上有显示, 而且也与月球的地形分布相耦合, 基于地形的月海构造域、月陆构造域和南极艾肯盆地构造域依然存在 (图 3). 月海构造域地形较低, 其范围从 -6818 m 到 4824 m, 平均高程为 -1225 m (表 3), 其典型的形貌单元是被月海玄武

岩充填的月海盆地, 月球上除东海、莫斯科海和智海以外的 19 个月海都分布在月海构造域中; 月陆构造域是月球上的高地形区域, 高程最高值 10777 m, 最低值 -6051 m, 平均高程值 1382 m (表 3), 莫斯科海和东海位于月陆构造域; 南极艾肯盆地构造域因

表 3 基于地形划分的月球各构造域高程值

Table 3 Elevations of lunar geotectonic domains based on topography

月表地形单元	最高值 (m)	最低值 (m)	平均值 (m)
月海构造域	4824	-6818	-1225
月陆构造域	10777	-6051	1382
南极艾肯盆地构造域	6902	-9120	-2721

形数据的特征,我们利用 RGB 彩色模型制作了包含三种分量的假彩色影像(图 4). 首先,将布格重力异常数据、FeO 和 Th 两种地球化学成分含量数据和 LOLA 高程数据全部线性拉伸到 0 到 255 的范围内,保持直方图分布不变;然后,对 FeO 和 Th 两种地球化学成分的分布在每个像素上取平均值,由于月球上铁和钍的分布具有强烈的正相关性且都反映了岩浆活动的性质,这种处理融合了两种与月球岩浆演化有关的最重要的地球化学成分;最后,将拉伸后的布格重力异常数据赋给红色通道,FeO 和 Th 的平均含量数据赋给绿色通道,LOLA 高程数据赋给蓝色通道,得到融合了地球物理、地球化学和地形数据月球影像(图 4).

3.1 月球东翼的构造域边界差异

图 4 表明融合了地球物理、地球化学和地形特征的数据同样显示了月球三元结构的构造格架. 将基于不同研究对象独立划分的月球三大构造域边界进行对比可以发现(图 4),它们在西半球具有较好的一致性,而在月球东翼存在很大的差异. 受 FeO 和 Th 元素分布的影响,在三大构造单元中,基于地球化学特征划分的月海构造域和月陆构造域与基于地球物理和地形特征划分的差异明显,而南极艾肯盆地构造域的范围在各种条件下都比较一致.

基于 Th 元素分布划分的月海构造域范围明显更小而月陆构造域更广,月海构造域主要围绕风暴洋分布. 风暴洋之外的月海钍浓度普遍较少,几乎与高地无异,只有洪堡海的钍含量相对较高,但不大于 5.3 ppm. 基于 FeO 分布划分的月海构造域范围同样比基于地球物理和地形划分的范围要小,但比基于 Th 元素分布划分的要大,月海构造域在西半球主要沿着风暴洋的边界分布,而在东翼包含了包括洪堡海在内的更多月海. 从分布上看,Th 元素的含量受风暴洋的控制更严重,它随着 KREEP 岩出露,覆盖了几乎整个风暴洋.

Th 是不相容元素,通常认为在月球岩浆洋演化的过程中 Th 元素作为残留相存在于原始月亮和月幔之间(Taylor, 1982; Shearer and Papike, 1999). 富 Th 的 KREEP 物质只在月球的风暴洋区域富集似乎意味着月球岩浆洋的终期残渣最后被堆积在这里,而关于这一过程的解释存在不同的观点(Warren, 2001; Parmentier et al., 2002). FeO 同样在风暴洋区域含量最高,不同的是,在风暴洋之外的月海盆地中 Th 含量低但 FeO 含量很高. 月表铁元素主要随着月海玄武岩出露(Neal and Taylor,

1992; Snyder et al., 1992; Gillis et al., 2004),反映了岩浆活动的强度,是月海构造域中区别于其他构造单元的典型成分.

虽然基于 Th 和 FeO 两种地球化学成分定义的月海、月陆构造域边界与其他条件下的边界有较大差异,但 Th 元素集中分布在风暴洋区域中,只是构成了一个化学地体,是岩石圈尺度上月海构造域中的一块特殊地区,地球物理场的特征表明它还不能控制整个月球构造格架的分布. 而与岩浆演化有关的另一化学成分 FeO 所代表的月海玄武岩的分布扩大了月海构造域的范围,使它与基于地球物理和地形划分的范围已经十分接近了. 无论如何,尽管存在范围上的差异,但三元结构的月球构造格架始终存在.

3.2 三大构造域的差异性演化

岩石圈主要通过具有三维结构的块体反映其地质、地球物理、地球化学的总体特征,而且主要反映了地质历史时期多次改造、重塑的现今岩石圈物质组成和结构构造(李廷栋, 2006). 本文探讨的月海、月陆和南极艾肯盆地三大构造域在月球的地球物理结构、地球化学成分和地形地貌上均有各自的独特性,它们具有不同的演化过程和地质改造历史. 各构造域的差异性演化过程可以为类地行星的演化提供参考,而保留完好的地质记录成为了追溯月球地质-构造事件的线索.

根据月球的岩浆洋模型(Wood et al., 1970; Elkins-Tanton et al., 2011),月球斜长质月壳最先结晶形成,因此主要由斜长质月壳组成的月陆构造域是月球最古老的构造单元,其演化过程大致停留在岩浆洋结晶作用末期,虽然被随后发生的无数撞击事件部分改造,但其整体的岩石圈结构没有被破坏. 斜长岩结晶形成高地之后,月陆构造域只有两个岩浆作用区,分别位于酒海纪形成的莫斯科海盆地和雨海纪形成的东海盆地(Wilhelms et al., 1987),莫斯科海盆地从 39 亿年前到 25.7 亿年前经历了 6 个期次的玄武岩喷发(Morota et al., 2009),东海盆地的岩浆作用时间从 37 亿年前持续到了 16.6 亿年前(Whitten et al., 2011). 月陆构造域的内动力地质作用演化周期短,稳定时间早,且后期岩浆作用的范围和强度都有限,所以保存最为丰富的月球撞击记录,对于研究早期撞击构造和撞击构造的退化有不可取代的作用.

月海构造域主要覆盖了月球正面的月海,岩石类型以低反照率的月海玄武岩为主,演化周期较长,

演化时间停留在约 20 亿年前月海玄武岩充填作用截至时。传统观念认为:岩浆洋结晶之后形成了覆盖全月的斜长质月壳(Shearer and Papike, 1999);之后在约 3.8—4.1 Ga 经历了后期重轰击(late heavy bombardment, LHB),在月球正面形成一系列大型撞击盆地(Kring, 2003;Gomes et al., 2005);在雨海纪晚期约 36—38 亿年前撞击盆地底部开始出现大规模的玄武岩溢流充填,在 33—35 亿年前又发生了较弱的岩浆作用,此后持续到约 20 亿年前都有小型的岩浆作用发生(Hiesinger et al., 2000, 2010),然而也有观点认为,月球正面形成了更多大型撞击盆地是由于生热元素的不均匀分布导致的,实际上正面和背面遭受的撞击是相同的(Miljkovic et al., 2013),此外月海构造域的岩浆活动可能持续到了约 15 亿年前(Morota et al., 2011)。

南极艾肯盆地构造域是由于南极艾肯(SPA)盆地的撞击事件形成的,SPA 盆地是月球上最大、最古老的撞击盆地(Wilhelms et al., 1987),形成于月壳固化后的早期,是第一批留下记录的撞击构造,代表了月球外动力地质作用起主导的起始。SPA 盆地巨大的撞击挖掘作用使得该构造域月壳非常薄,然而在月海大规模形成时期却没有经历玄武岩充填,只在盆地边缘的智海中出现了玄武岩充填(Kramer et al., 2011),此外,在阿波罗、薛定谔等盆地内有少量的岩浆出露(Kramer et al., 2013)。南极艾肯盆地构造域的月壳最薄,然而演化过程中没有出现广泛的岩浆活动是一个十分难解的现象,一个合理的解释可能是其生热元素的不均一分布(Wieczorek and Phillips, 2000;Miljkovic et al., 2013)。

3.3 月球地质-构造演化研究的意义

在地球上,通过对地质构造的研究,可以掌握不同尺度构造运动的发生、发展和终止过程,了解这一过程对地球形貌、矿产资源、环境和生物演化等产生的影响。在以月球研究为代表的行星地质学研究中,尽管研究方式和手段有很大的区别,但通过对行星表面地质-构造现象的研究,同样有助于我们了解行星的形成、结构和演化以及与地球的关系。特别地,月球的演化在 30 亿年前已基本终结(Jolliff et al., 2006),因此月球形成最初 8 亿年的历史在月球上被较好地保留下来了,而这一段演化历史在地球上的记录已经被湮没殆尽。

另一方面,正是因为月球保留了早期地质演化的记录,所以月球也就同时保留了太阳系撞击事件发生发展的整部历史。因此,月球地质-构造格架及

构造域演化历史的研究可以为太阳系演化的两种动力学过程进行示范,即月球的撞击事件可以反映外动力地质作用的过程,而月球岩浆洋演化与月壳形成以及后期岩浆和火山作用的过程可以反映内动力地质作用的过程,这些重要的地质过程,不仅是形成当今月球形貌、构造的主要过程,也是太阳系其他类地行星所共有的演化过程(Cordell and Strom, 1977; Grieve and Cintala, 1997; O'Neill et al., 2007),对月球和行星后期演化起到重要的制约作用。通过对月球不同大地构造单元进行划分并对地质-构造演化序列进行梳理,可以科学地探讨月球不均一演化的起源,并为重建太阳系演化过程提供参考。

4 结论

(1) 本文开展了分别基于地球物理(布格重力异常和月亮厚度)、地球化学(Th 和 FeO)和地形多源数据的月球大地构造单元划分,三类研究对象都表明月球的构造格架是一个三元结构,包括:月海构造域、月陆构造域和南极艾肯盆地构造域,这是月球在全球尺度上新的构造格架,三个大地构造单元既有成分和地形的横向表面延伸又有内部地球物理结构的纵向深部延伸,且具有相异的演化过程,是在月球岩石圈中的三个独立对象。

(2) 不同的月球大地构造单元具有不同的演化特点,月陆与月海相比,无论从演化时间上还是演化的事件上都有很大的不同,而南极艾肯盆地作为月球上最大、撞击挖掘最深的盆地却没有发生像雨海盆地一样的大规模玄武岩溢流,这些现象的根本控制因素是什么一直是月球科学研究中的难解之谜。开展月球全球性构造格架及其演化的研究是进行这一难题探讨的基础和前提,只有划分出科学合理能真正反映月球形成早期状态的大地构造格架,才能更方便探讨其演化差异的根本控制因素。

(3) 三元结构的月球构造格架是对以往月球二元结构认识上的升华,保留了二元结构中月陆、月海的划分,但根据基于最新各种探月数据的对月球的新认识,增加的南极艾肯盆地构造域这一特殊的大地构造单元。本文对月球全球性构造格架做了初步探讨,旨在确立三个大地构造单元的存在性,基于不同的参考对象识别的构造单元边界在一些区域还不能很好的匹配,各构造单元最终边界的确定将是下一步研究的重点。

致谢 本文采用的布格重力异常数据来自 PDS 上发布的 Lemoine 等人的计算结果, 月亮厚度数据使用了巴黎地球物理学院 Wieczorek 研究员发布的成果, Th 元素和 FeO 含量数据来自 PDS 地学数据节点发布的 Lawrence 等人的计算结果, 在此一并表示感谢! 同时感谢审稿专家对本文提出的宝贵意见!

References

- Akim E L. 1966. Determination of the gravitational field of the Moon by the movement of the artificial moon satellite luna-10. Foreign Technology Division, FTD-HT-67-50. *Academy of Sciences of the USSR*, 170(4): 799-802
- Andrews-Hanna J C, Asmar S W, Head J W, et al. 2013. Ancient igneous intrusions and early expansion of the Moon revealed by grail gravity gradiometry. *Science*, 339(6120): 675-678.
- Arai T, Takeda H, Yamaguchi A, et al. 2008. A new model of lunar crust: Asymmetry in crustal composition and evolution. *Earth Planets and Space*, 60(4): 433-444.
- Cintala M J, Grieve R A F. 1998. Scaling impact melting and crater dimensions: Implications for the lunar cratering record. *Meteoritics & Planetary Science*, 33(4): 889-912.
- Cook A C, Watters T R, Robinson M S, et al. 2000. Lunar polar topography derived from clementine stereomages. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 105(E5): 12023-12033.
- Cordell B M, Strom R G. 1977. Global tectonics of mercury and the Moon. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 15(2-3): 146-155.
- Elkins-Tanton L T, Burgess S, Yin Q Z. 2011. The lunar magma ocean: Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4): 326-336.
- Feng H, Li J C, Li D W, et al. 2012. Airy isostasy on the Moon: Implications for crustal thickness. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* (in Chinese), 41(4): 543-548.
- Gillis J J, Jolliff B L, Korotev R L. 2004. Lunar surface geochemistry: Global concentrations of Th, K, and FeO as derived from lunar prospector and clementine data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(18): 3791-3805.
- Gomes R, Levison H F, Tsiganis K, et al. 2005. Origin of the cataclysmic late heavy bombardment period of the terrestrial planets. *Nature*, 435(7041): 466-469.
- Gonzalez R C, Woods R E. 2006. Digital Image Processing. 3rd ed. New Jersey: Prentice Hall.
- Goossens S, Matsumoto K, Liu Q, et al. 2011. Lunar gravity field determination using SELENE same-beam differential VLBI tracking data. *Journal of Geodesy*, 85(4): 205-228.
- Grieve R A F, Cintala M J. 1997. Planetary differences in impact melting. *Advances in Space Research*, 20(8): 1551-1560.
- Haskin L A. 1998. The imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103(E1): 1679-1689.
- Hiesinger H, Head J W III, Wolf U, et al. 2010. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts in mare frigroris and other nearside maria based on crater size-frequency distribution measurements. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 115(E3): E03003.
- Hiesinger H, Jaumann R, Neukum G, et al. 2000. Ages of mare basalts on the lunar nearside. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 105(E12): 29239-29275.
- Hofmann O, Navé P, Ebner H. 1984. Dps—a digital photogrammetric system for producing digital elevation models and orthophotos by means of linear-array scanner imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 50(8): 1135-1142.
- Ishihara Y, Goossens S, Matsumoto K, et al. 2009. Crustal thickness of the Moon: Implications for farside basin structures. *Geophysical Research Letters*, 36(19): L19202.
- Jiang M M, Ai Y S. 2010. Moonquakes and lunar interior. *Geochimica* (in Chinese), 9(1): 15-24.
- Jolliff B L, Gillis J J, Haskin L A, et al. 2000. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 105(E2): 4197-4216.
- Jolliff B L, Wieczorek M A, Shearer C K, et al. 2006. New Views of the Moon. Chantilly: Mineralogical Society of America.
- Konopliv A S, Asmar S W, Carranza E, et al. 2001. Recent gravity models as a result of the lunar prospector mission. *Icarus*, 150(1): 1-18.
- Konopliv A S, Park R S, Yuan D N, et al. 2014. High-resolution lunar gravity fields from the grail primary and extended missions. *Geophysical Research Letters*, 41(5): 1452-1458.
- Konopliv A S, Sjogren W L, Wimberly R N, et al. 1993. A high resolution lunar gravity field and predicted orbit behaviour. // AAS/AIAA Astrodynamics Conference. *Advances in the Astronautical Sciences*, 1275-1294.
- Kramer G Y, Combe J P, Harnett E M, et al. 2011. Characterization of lunar swirls at mare ingenii: A model for space weathering at magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 116(E4): E04008.
- Kramer G Y, Kring D A, Nahm A L, et al. 2013. Spectral and photogeologic mapping of schrödinger basin and implications for post-south pole-aitken impact deep subsurface stratigraphy. *Icarus*, 223(1): 131-148.
- Kring D A. 2003. Environmental consequences of impact cratering events as a function of ambient conditions on earth. *Astrobiology*, 3(1): 133-152.
- Lammlin D R. 1977. Lunar seismicity and tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 14(3): 224-273.
- Lawrence D J, Elphic R C, Feldman W C, et al. 2002a. Small-area thorium enhancements on the lunar surface. // The 33rd Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas.
- Lawrence D J, Feldman W C, Elphic R C, et al. 2002b. Iron

- abundances on the lunar surface as measured by the lunar prospector gamma-ray and neutron spectrometers. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 107(E12): 13-13-26.
- Lemoine F G, Goossens S, Sabaka T J, et al. 2013. High-degree gravity models from grail primary mission data. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 118(8): 1676-1698.
- Lemoine F G, Goossens S, Sabaka T J, et al. 2014. GRGM900C: A degree 900 lunar gravity model from grail primary and extended mission data. *Geophysical Research Letters*, 41(10): 3382-3389.
- Lemoine F G R, Smith D E, Zuber M T, et al. 1997. A 70th degree lunar gravity model (GLGM-2) from clementine and other tracking data. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 102(E7): 16339-16359.
- Li C L, Ren X, Liu J J, et al. 2010. Laser altimetry data of Chang' E-1 and the global lunar DEM model. *Science China Earth Sciences*, 53(11): 1582-1593.
- Li T D. 2006. Lithospheric tectonic units of China. *Geology in China* (in Chinese), 33(4): 700-710.
- Liu J Z, Ouyang Z Y, Zhang F Q, et al. 2009. Terrane tectonics and original model of the Moon. *Acta Petrologica Sinica*, 25(8): 2011-2016.
- Lorell J. 1970. Lunar orbiter gravity analysis. *The Moon*, 1(2): 190-231.
- Lucey P G, Taylor G J, Hawke B R, et al. 1998. Feo and TiO₂ concentrations in the South Pole-Aitken basin: Implications for mantle composition and basin formation. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103(E2): 3701-3708.
- Lucey P G, Taylor G J, Malaret E. 1995. Abundance and distribution of iron on the Moon. *Science*, 268(5214): 1150-1153.
- Mazarico E, Lemoine F G, Han S C, et al. 2010. GLGM-3: A degree-150 lunar gravity model from the historical tracking data of NASA Moon orbiters. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 115(E5): E05001.
- Metzger A E. 1994. Composition of the Moon as Determined from Orbit by Gamma-Ray Spectroscopy. New York: Cambridge Univ. Press, 341-365.
- Miljkovic K, Wiczorek M A, Collins G S, et al. 2013. Asymmetric distribution of lunar impact basins caused by variations in target properties. *Science*, 342(6159): 724-726.
- Morota T, Haruyama J, Honda C, et al. 2009. Mare volcanism in the lunar farside moscoviense region: implication for lateral variation in magma production of the Moon. *Geophysical Research Letters*, 36: L21202.
- Morota T, Haruyama J, Ohtake M, et al. 2011. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3-4): 255-266.
- Nakamura Y, Latham G V, Dorman H J. 1982. Apollo lunar seismic experiment—final summary. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* (1978—2012), 87(S01): A117-A123.
- Neal C R, Taylor L A. 1992. Petrogenesis of mare basalts: a record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(6): 2177-2211.
- Neumann G A, Zuber M T, Smith D E, et al. 1996. The lunar crust: Global structure and signature of major basins. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 101(E7): 16841-16863.
- O'Neill C, Jellinek A M, Lenardic A. 2007. Conditions for the onset of plate tectonics on terrestrial planets and moons. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1-2): 20-32.
- Ouyang Z Y. 2005. Introduction to Lunar Science (in Chinese). Beijing: China Astronautic Publishing House.
- Papike J J, Hodges F N, Bence A E, et al. 1976. Mare basalts: Crystal chemistry, mineralogy, and petrology. *Reviews of Geophysics*, 14(4): 475-540.
- Parmentier E M, Zhong S, Zuber M T. 2002. Gravitational differentiation due to initial chemical stratification: Origin of lunar asymmetry by the creep of dense creep? *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4): 473-480.
- Pieters C M, Head J W, Gaddis L, et al. 2001. Rock types of south pole-aitken basin and extent of basaltic volcanism. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E11): 28001-28022.
- Pieters C M, Tompkins S, Head J W, et al. 1997. Mineralogy of the mafic anomaly in the south pole-aitken basin: Implications for excavation of the lunar mantle. *Geophysical Research Letters*, 24(15): 1903-1906.
- Richards M A, Yang W S, Baumgardner J R, et al. 2001. Role of a low-viscosity zone in stabilizing plate tectonics: Implications for comparative terrestrial planetology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(8): 1026.
- Schultz P H, Spudis P D. 1983. Beginning and end of lunar mare volcanism. *Nature*, 302(5905): 233-236.
- Shearer C K, Papike J J. 1999. Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10): 1469-1494.
- Shevchenko V V, Chikmachev V I, Pugacheva S G. 2007. Structure of the South Pole-Aitken lunar basin. *Solar System Research*, 41(6): 447-462.
- Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, et al. 2010. Initial observations from the Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA). *Geophysical Research Letters*, 37(18): L18204.
- Snyder G A, Taylor L A, Neal C R. 1992. A chemical model for generating the sources of mare basalts: combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(10): 3809-3823.
- Taylor S R. 1982. Planetary Science: A Lunar Perspective. Houston: Lunar and Planetary Institute.
- Taylor S R, Jakes P. 1974. The geochemical evolution of the Moon. // The 5th Lunar and Planetary Science Conference. New York, Pergamon Press, Inc., 1287-1305.
- Walker D. 1983. Lunar and terrestrial crust formation. *Journal of Geophysical Research*, 88(S01): B17-B25.
- Wang R X. 2006. Principle of Three-Line Array CCD IMAGE SATELLITE Photogrammetry (in Chinese). Beijing: Surveying and Mapping Press.

- Warren P H. 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13: 201-240.
- Warren P H. 2001. Early lunar crustal genesis: The ferroan anorthosite epsilon-neodymium paradox as a possible result of crustal overturn. // 64th Annual Meteoritical Society Meeting, 5391.
- Warren P H, Rasmussen K L. 1987. Megaregolith insulation, internal temperatures, and bulk uranium content of the Moon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B5): 3453-3465.
- Warren P H, Wasson J T. 1979. The origin of KREEP. *Reviews of Geophysics*, 17(1): 73-88.
- Wasson J T, Warren P H. 1980. Contribution of the mantle to the lunar asymmetry. *Icarus*, 44(3): 752-771.
- Whitaker E A. 1978. Galileo's lunar observations and the dating of the composition of "sidereus nuncijs". *Journal for the History of Astronomy*, 9(3): 155-169.
- Whitten J, Head J W, Staid M, et al. 2011. Lunar mare deposits associated with the orientale impact basin: New insights into mineralogy, history, mode of emplacement, and relation to orientale basin evolution from moon mineralogy mapper (M³) data from chandrayaan-1. *Journal of Geophysical Research*, 116: E00G09.
- Wieczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, et al. 2013. The crust of the Moon as seen by grail. *Science*, 339(6120): 671-675.
- Wieczorek M A, Phillips R J. 1998. Potential anomalies on a sphere: Applications to the thickness of the lunar crust. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103 (E1): 1715-1724.
- Wieczorek M A, Phillips R J. 2000. The "procellarum KREEP terrane": Implications for mare volcanism and lunar evolution. *Journal of Geophysical Research: Planets (1991-2012)*, 105 (E8): 20417-20430.
- Wilhelms D E, McCauley J F, Trask N J. 1987. The geologic history of the Moon. Washington DC: US Government Printing Office.
- Wood J A, Dickey J S Jr, Marvin U B, et al. 1970. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. // *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, Volume 1. Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference. New York: Pergamon Press, 965.
- Yan J G, Li F, Ping J S, et al. 2010. Lunar gravity field model CEGM-01 based on tracking data of Chang'E-1. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(12): 2843-2851, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.12.007.
- Zhang F Q, Li C L, Zou Y L, et al. 2010. Lunar tectonic evolution: A conceptual basis for interpreting the lunar photographic images achieved by Chang'E 1 orbiter. *Geochimica (in Chinese)*, 39 (2): 110-122.
- Zhang W, Bowles N E. 2013. Mapping lunar TiO₂ and FeO with M³ data. // European Planetary Science Congress 2013. London, UK.
- Zuber M T, Smith D E, Lehman D H, et al. 2013a. Gravity recovery and interior laboratory (GRAIL): Mapping the lunar interior from crust to core. *Space Science Reviews*, 178(1): 3-24.
- Zuber M T, Smith D E, Watkins M M, et al. 2013b. Gravity field of the Moon from the gravity recovery and interior laboratory (GRAIL) mission. *Science*, 339(6120): 668-671.

附中文参考文献

- 丰海, 李建成, 李大炜等. 2012. 月球 Airy 均衡状态与月亮厚度估计. *测绘学报*, 41(4): 543-548.
- 姜明明, 艾印双. 2010. 月震与月球内部结构. *地球化学*, 39(1): 15-24.
- 李廷栋. 2006. 中国岩石圈构造单元. *中国地质*, 33(4): 700-710.
- 欧阳自远. 2005. 月球科学概论. 北京: 中国宇航出版社.
- 王任享. 2006. 三线阵 CCD 影像卫星摄影测量原理. 北京: 测绘出版社.
- 张福勤, 李春来, 邹永廖等. 2010. 月球的构造演化: 嫦娥月图解释的理论基础. *地球化学*, 39(2): 110-122.

(本文编辑 张正峰)