

月球雨海地区玄武质岩浆充填活动期次的重新厘定及地质意义*

王庆龙¹ 刘建忠^{2**} 籍进柱^{2,3} 郭弟均^{2,3} 刘敬稳^{2,3}
WANG QingLong¹, LIU JianZhong^{2**}, Ji JinZhu^{2,3}, GUO DiJun^{2,3} and LIU JingWen^{2,3}

1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061
 2. 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
 3. 中国科学院大学, 北京 100049
1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China
2. Lunar and Planetary Science Research Center, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China
3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2015-06-30 收稿, 2015-10-02 改回.

Wang QL, Liu JZ, Ji JZ, Guo DJ and Liu JW. 2016. Redefinition and geological significance of periods of basaltic magma filling in lunar Mare Imbrium. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1):29–42

Abstract Imbrium basin is the most studied multi-ring structure on the moon. The ancient and young basalts on the moon are all distributed here. Therefore, Imbrium is an ideal area for the research on filling periods of mare basalt magmatism. In order to determine the evolution history of basaltic magma more reasonably in Mare Imbrium, a main combination of petrology, chronology and other analysis are made in this paper, aiming to make a re-division with the filling stages of mare basalt of Mare Imbrium. By making use of the Chang' E-1 IIM spectral dataset to draw distribution diagram of the rock type in this area, 5 different titanium contents of mare basalts are initially divided. Besides, with the help of LRO image data of wide viewing angle with high resolution of 100m, impact crater size and frequency distribution measurements (CSFD) are used to re-determine the age of the mare basalt in this area and 35 basalt units are divided, It is found that 3.49~2.23Ga of the area has a filling activity of basaltic magma occurring in several stages. On the establishment of the relationship between different types of mare basalts, morphology and the model ages, this paper divides the basalt filling into four stages: very low titanium mare basalt (3.49~3.20Ga), low titanium mare basalt (3.29~2.83Ga), medium titanium mare basalt (3.13~2.52Ga), (very) high titanium mare basalt (2.92~2.23Ga). The topographic features of the terrain and the different surface ages of the basalt units are negatively correlated. Therefore, in consideration of the stage division of basaltic magma in this area, not only the composition of mare basalt should be considered, but also the characteristics of the chronology and morphology which are closely related to basalt evolution should be combined with. Only by making use of morphology, composition data and chronology information as a common constraint can determine the stage division and evolution history of the basaltic magma.

Key words Moon; Imbrium; Chronology; Petrology; Geochemistry; Geological significance

摘要 雨海盆地是月球上研究程度最高的多环结构盆地,月球上古老的和年轻的玄武岩在盆地中均有分布,因此雨海是研究月海玄武岩岩浆活动的理想区域。为了更合理的厘定雨海地区的玄武质岩浆演化历史,本文主要结合岩石学、年代学等工作对本区玄武岩的充填期次进行重新划分。利用嫦娥一号 IIM 光谱数据进行岩石类型分布图编制,初步划分了5类不同钛含量的月海玄武岩;基于高分辨率 100m LRO 宽视角影像数据通过撞击坑尺寸-频率定年法(CSFD)对本区玄武岩单元模式年龄进行厘定,共划分35个玄武岩单元,发现本区在3.49~2.23Ga均有玄武质岩浆充填活动,具有多期次性。在建立不同类别

* 本文受国家自然科学基金重大项目(41490634,41490635)及面上项目(41373068)、科技基础性工作专项(2015FY210500)和中国科学院知识创新工程重要方向项目联合资助。

第一作者简介:王庆龙,男,1986年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail:wqljdx_2009@163.com

** 通讯作者:刘建忠,男,1968年生,研究员,博士生导师,从事月球与行星地质研究,E-mail:liujz@nao.cas.cn

玄武岩、形貌特征与模式年龄的对应关系基础上,将玄武岩充填划分为4个期次:极低钛玄武岩(3.49~3.20Ga)、低钛玄武岩(3.29~2.83Ga)、中钛玄武岩(3.13~2.52Ga)、(极)高钛玄武岩(2.92~2.23Ga)。本区地形地貌高程特征与不同表面年龄的玄武岩单元之间总体上呈现出一定的负相关性。因此在本区玄武质岩浆期次划分考虑上,不仅要考虑玄武岩的成分特征,更要考虑结合与玄武岩演化密切相关的年代学及形貌学特征,利用形貌、成分数据和年代学信息来共同约束玄武质岩浆期次划分及演化历史。

关键词 月球;雨海;年代学;岩石学;地球化学;地质意义
中图法分类号 P691

1 引言

在 3.85 ± 0.1 Ga 可能是一个富 Fe 质的小天体撞击月球表面 (Duncan *et al.*, 2004; Garry *et al.*, 2010; Nyquist *et al.*, 2011; Stadermann *et al.*, 1991; Korotev, 1994), 结果导致了月球上第二年轻的多环盆地生成(在东海盆地之前)。雨海盆地是月球上研究程度最高的多环结构盆地 (Spudis, 1993), 被月海玄武岩充填后形成了雨海。月球上古老和年轻的玄武岩在这里均有分布, 而月球最后的火山活动在这里停止 (吴昫昭, 2014)。因此雨海地区是研究月海玄武岩充填过程的理想区域。

Spudis *et al.* (1988) 通过轨道的探测数据利用地球化学混合模型对雨海(局限于亚平宁山脉, 中心高地/Fra Mauro 建造地区)盆地的沉积物进行岩石成分分析, 发现雨海盆地的沉积物几乎是由月球全部的岩石类型组成。前人对雨海地区的玄武岩已有过很多研究, Wilhelms and McCauley (1971) 把雨海玄武岩划分为两个单元: 年轻的爱拉托逊纪玄武岩单元 (Em) 及古老的雨海纪玄武岩单元 (Im)。其中爱拉托逊纪高钛玄武岩覆盖在雨海纪低钛玄武岩地层之上 (Wilhelms, 1987); Bugioliacchi and Guest (2008) 主要利用 clementine 光谱数据在雨海盆地划分出 3 个期次的玄武质岩浆充填事件, 揭示出雨海盆地是由一套复杂的、年龄持续为 8 亿年时间间隔之久的高钛-中钛-低钛的玄武质熔岩流组成, 其模式年龄范围在 3.3~2.3 Ga, 每个期次所充填玄武岩成分不同; 许延波等 (2012) 通过利用嫦娥一号 LAM、CCD 形貌数据及 Clementine UVVIS 光谱数据对雨海地区月海玄武岩岩石化学组成、表面年龄等进行了提取和分析。结果表明该区月海玄武岩充填活动具有由南向北方向多期次逐层填充过程, 总体上从晚雨海纪至爱拉托逊纪由低钛低铁向高钛高铁玄武岩方向演化; 凌宗成等 (2014) 基于“嫦娥一号”IIM 光谱数据对月球雨海-冷海地区 (LQ-4) 进行岩石类型填图, 根据 TiO_2 元素含量不同将该区玄武岩划分为 5 类, 即极低钛、低钛、中钛、高钛、极高钛玄武岩; Xiao *et al.* (2015) 利用嫦娥三号着陆器中的降落相机、“玉兔”号月球车上搭载的全景相机及测月雷达获得的探测数据, 首次揭示了在雨海北部地区 400m 深度内, 从雨海纪 (39~32 亿年) 到爱拉托逊纪 (32~15 亿年) 有 5 个期次火山碎屑岩/玄武岩熔岩流填充事件, 鉴定出多于 9 个复杂的月亮浅表层岩石地层结构。这一成

果显示出自从雨海形成以来, 其经历了异常复杂火山事件、岩浆事件、撞击事件及空间风化等地质事件。

为了更合理的厘定雨海地区玄武质岩浆演化历史, 本文主要结合岩石学、年代学等工作对本区玄武岩的充填期次进行重新划分, 其对于了解雨海撞击盆地玄武岩充填过程、活动规模及揭示本区的玄武质岩浆演化历史也具有重要意义。本文主要以雨海地区玄武岩为主要研究对象, 综合利用嫦娥一号干涉成像光谱仪 (IIM) 数据和 LRO 的 LOLA (激光高度计) 高程数据、LROC (宽视角相机) 影像数据以及 Clementine UVVIS (紫外可见光) 多光谱等数据, 对雨海地区进行地形地貌分析、岩石类型编图研究以及利用撞击坑尺寸-频率分布定年法对月海玄武岩单元的表面年龄进行厘定, 利用它们来综合约束对本区玄武质岩浆期次划分及演化历史等地质事件有更加科学合理的认识。

2 雨海地区地形地貌分析

图 1 为雨海地区 LROC 影像数据合成图。如图所示, 本区处于月球正面中低纬度地区, 位于月球地形呈二分型的地势低洼区域 (黄倩等, 2009)。经纬度范围大致为 $50^\circ \text{W} \sim 12^\circ \text{E}$, $11^\circ \text{N} \sim 57^\circ \text{N}$ 。雨海地区的主要地形单元为一组环形山所包围, 其周缘环形山主要包括亚平宁山、高加索山、阿尔卑斯山、侏罗山和喀尔巴阡山等。在雨海盆地形成后, 区内经历最大的撞击是雨海西北缘的虹湾撞击坑 (图 1) 的形成, 给雨海地区的西北部带来比较大的影响。

图 2 展现了雨海地区的地形地貌特征。其中在该区东北部-西南部方向绘制了一条 A-B 地形剖面, 目的来阐述不同表面年龄的玄武岩与地形地貌高程变化特征之间的关系。LRO 上搭载的 LOLA 是一个多波束的激光高度计, LOLA 每秒钟可以获取月表 140 个点的高程数据, 高程精度高达 0.1m, 准确度达 1m, 测量精度及密集程度比之前的 Clementine 探测器有很大的提高, 因此 LOLA 地形数据为定量分析月表微型地形及登月探测选址研究提供了强有力的数据支撑 (Rosenburg *et al.*, 2011; Smith *et al.*, 2010a, b)。通过图 2 发现雨海地区 LOLA 的高程值范围在 -5010~3394m 之间。其中黄褐色区域代表海拔相对较高, 蓝紫色区域代表海拔相对较低。雨海外围有海拔较高的环形山, 内部地形海拔较低, 地形较平坦, 且起伏不大。这是由于在雨海盆地形成后, 盆地内部发生了大规模不同期次的玄武质岩浆

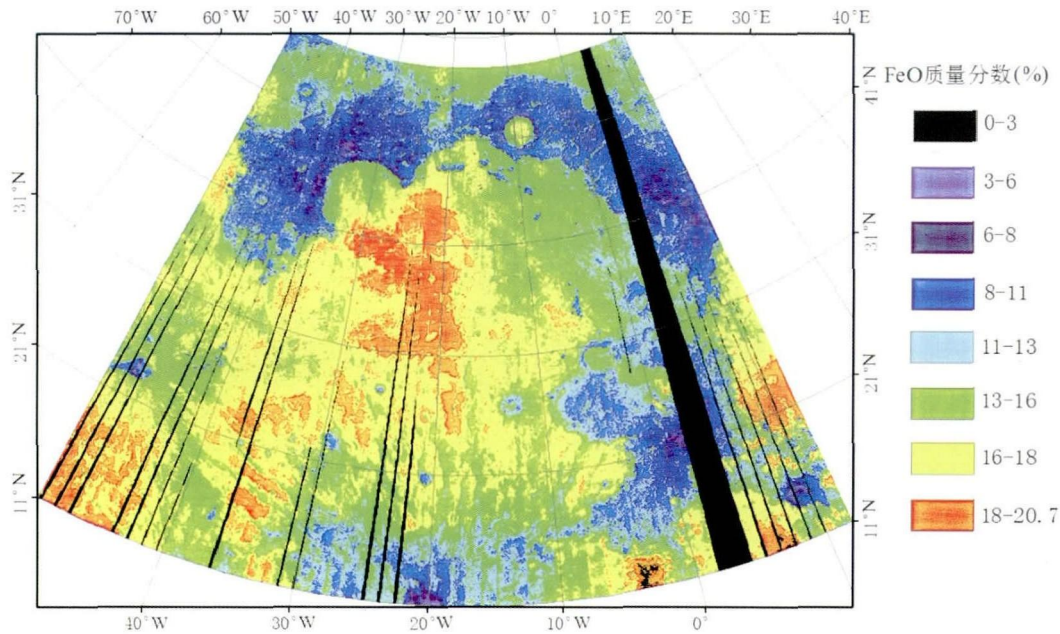


图3 雨海地区 FeO 含量分布

Fig. 3 The FeO content distribution in Mare Imbrium

3.1 基于嫦娥数据的雨海地区岩石类型划分方法与界限

在本区岩石类型划分方案中,首先将岩石划分为高地和月海岩石两大类,在此基础上对两类岩石进行子类划分。在本区高地和月海区域边界划分考虑上,按照目前的研究进展,一般用 Fe 含量作为区分月陆斜长岩和月海玄武岩的判别标志。Spudis *et al.* (1988) 将 $Fe > 6\%$ 的区域可以认为是玄武岩分布区,而 $Fe < 6\%$ 的区域可以作为斜长岩的分布区; Haskin and Warren (1991) 的研究成果表明样品 FeO 含量在 $8\% \sim 10\%$ 的区间存在间断,一般将 $FeO < 8\%$ 的地区划分为高地亚铁斜长岩地区;凌宗成等 (2014) 根据嫦娥一号 IIM 数据反演的特点,最终以 FeO 含量 11% 为基准来划分月球雨海-冷海地区 (LQ-4) 高地与月海岩石的边界。本文在边界划分考虑上,在以前人研究方法的基础上,主要基于 FeO 成分数据与 LRO 的 LROC 影像数据、LOLA 高程数据共同来约束月海与高地岩石的边界,这样能弥补前人在以单一数据源划分边界的缺陷与不足,能更加准确可靠的划分本区月海与高地的界限,亦是能合理的厘定本区玄武岩的空间分布规律、充填活动期次及岩浆演化历史的基础。本文利用 Wu *et al.* (2012) 元素反演模型算法对 FeO 含量进行反演 (图 3)。先选取不同的 FeO 数据含量值 ($FeO \geq 8\%$) 做为基准值来圈定本区月海与高地岩石的界限,本文尝试性的选取了 FeO 值在 $11\% \sim 14\%$ 为划分界限生成本区月海与高地空间分布图 (图 4)。在此基础上与 LRO 的影像 (图 1) 与地形地貌高程 (图 2) 数据分布图进行可视化对比,保证基于 FeO 成分数据对该区界限的划分与地貌数据所反映的月海与高地界限的空间分布规律特征 (高程及反射率等) 相吻合。经过多次尝试性

的编图、试验对比研究,最终以 FeO 含量值 13% (图 4c) 为基准,其所反映本区的高地与月海岩石界限的空间分布特征与地貌数据最匹配。因此将 $1.4\% < FeO < 13\%$ 的地区划分为高地岩石地区,FeO 含量平均值为 6.5% ; $13\% \leq FeO \leq 20.7\%$ 的地区划分为月海岩石地区,FeO 含量平均值为 16.8% 。

在划分出本区高地与月海界限的基础上,本文将雨海岩石一共划分为 8 类,其中高地岩石为 3 类,月海岩石为 5 类。高地岩石类型分为 KREEP 岩、亚铁斜长岩及富镁结晶岩套,其划分方法及划分界限参考凌宗成等 (2014) 划分方案。① KREEP 岩:依据 Lunar Prospector 伽马射线谱仪探测数据的 Th 元素含量作为划分 KREEP 岩的一个判别标志。以 Th 含量 $> 7 \times 10^{-6}$ 为界限,先勾画出 KREEP 岩分布区,然后进行高地和月海区域岩石划分;②富镁结晶岩套:采用 Ling *et al.* (2011) 的月表 Mg 指数反演模型,以 Mg 指数大于 70 进行判断标准,对富镁结晶岩套进行填图;③亚铁斜长岩:在以 $1.4\% < FeO < 13\%$ 的地区划分为高地岩石地区基础上,除富镁结晶岩套、KREEP 岩之外的高地地区的主要岩石类型应归类为亚铁斜长岩填图区。

在过去对玄武岩分类制图研究过程中,有两种方法已经被广泛使用来调查和分类在月球上不同的月海玄武岩单元 (Zhang *et al.*, 2014)。一种方法是通过样品来测量 TiO_2 (化学的参数) 含量 (Le Bas, 2001; Giguere *et al.*, 2000; Melendrez *et al.*, 1994; Neal and Taylor, 1992; Pieters *et al.*, 1993); 另一种方法是遥感光谱数据制图 (Heather *et al.*, 1999; Hiesinger *et al.*, 2000, 2003; Kodama and Yamaguchi, 2003, 2005; Pieters *et al.*, 1995)。本文基于嫦娥一号 IIM

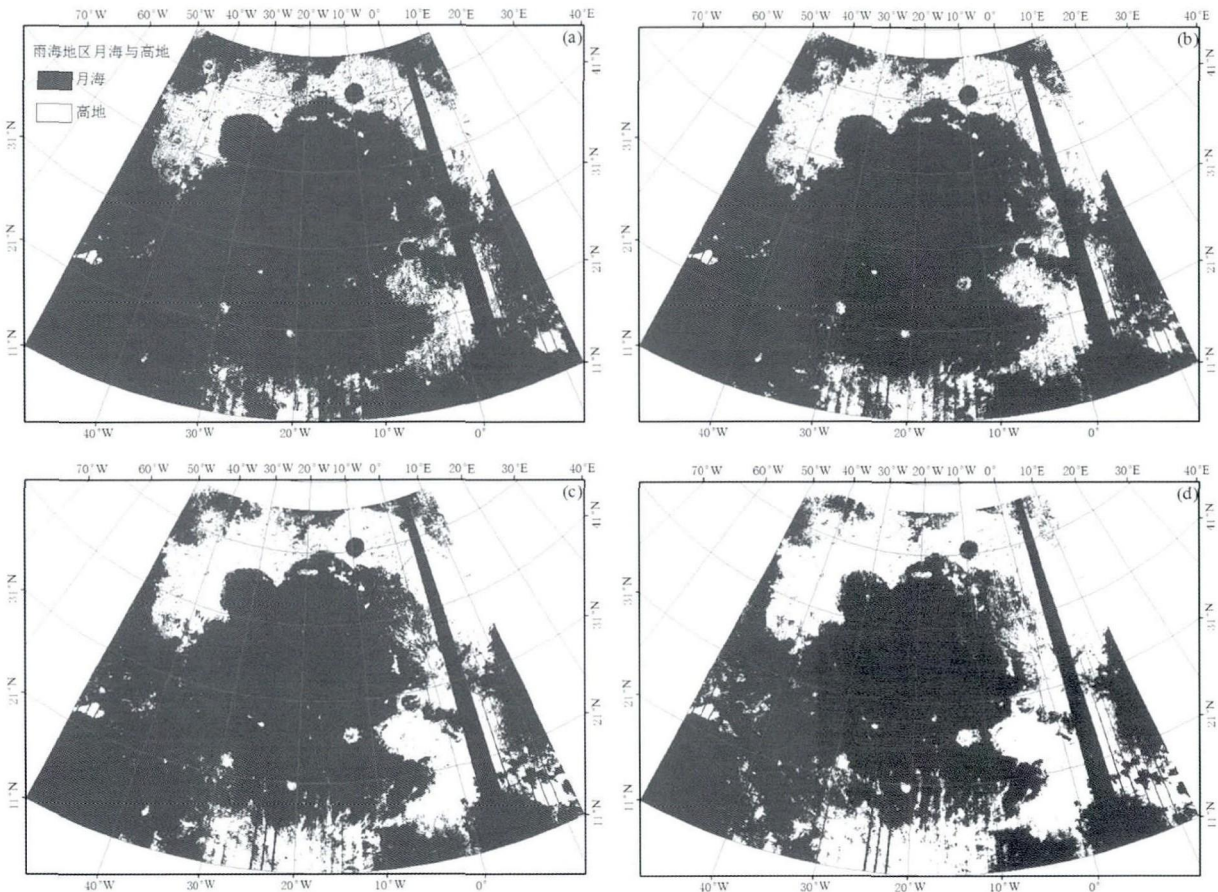


图4 雨海地区月海与高地空间分布图

(a)以FeO含量11%为界划分;(b)以FeO含量12%为界划分;(c)以FeO含量13%为界划分;(d)以FeO含量14%为界划分

Fig. 4 Spatial distribution map of mare and highlands in Mare Imbrium region

(a) FeO content of 11% as the boundary to divide; (b) FeO content of 12% as the boundary to divide; (c) FeO content of 13% as the boundary to divide; (d) FeO content of 14% as the boundary to divide

遥感光谱数据,利用 Wu *et al.* (2012) 元素反演模型方法对 TiO₂ 元素含量进行了反演,其中反演结果由图 5 所示。由于 Wu *et al.* (2012) 使用其校正过的 IIM 光谱数据,利用该模型做了整个全月的 200m/pix 分辨率的 FeO 及 TiO₂ 含量分布图,其与 Clementine 光谱数据对全月 FeO 及 TiO₂ 元素反演得到的结果做比较,发现两者反演得到的元素含量结果极其相似。基于这两种光谱数据在月球局部地区做对比研究,发现 IIM 光谱数据对风暴洋(31.83°N,76.86°W)西北部地区、汽海(10.81°N,6.93°E)东南部地区、Grimaldi(5.2°S,68.6°W)地区及危海南部边缘地区反演的 FeO 及 TiO₂ 含量值与 clementine 光谱数据反演得到的结果是一致的。因此基于 IIM 与 clementine 光谱数据在整个全月及局部区域反演得到的 FeO 及 TiO₂ 含量结果做可视化的对比论证,发现两者得到的结果是极其相似的,证实了该模型的可靠性,利用该模型在全月及局部区域都是可以适用的,基本上相对没有偏差。

在充分调研月球已有的月海岩石类型划分方案的基础上,总结出前人 1976 ~ 2014 年间通过利用月岩样品及遥感

探测光谱数据的研究方法所获得的月海玄武岩 TiO₂ 含量(%)分类标准统计表(表 1)。从表 1 可以看出无论是利用月岩样品还是国内外的遥感探测光谱数据对玄武岩的分类标准均不一致,结果是有差异的。由于本文基于嫦娥一号干涉成像光谱仪(IIM)遥感数据对玄武岩进行分类研究,因此采用 Giguere *et al.* (2000) 基于 Clementine 及 Galileo 反射率光谱遥感数据对月球正面月海地区月海玄武岩划分方案(1)极低钛玄武岩(<1%);(2)低钛玄武岩(1%~4.5%);(3)中钛玄武岩(4.5%~7.5%);(4)高钛玄武岩(7.5%~10%);(5)极高钛玄武岩(>10%))为标准对本区玄武岩进行划分。

根据 Wu *et al.* (2012) 利用“嫦娥一号”IIM 数据所采用的反演模型算法对全月 TiO₂ 元素含量反演的特点,对 TiO₂ 反演结果有偏差,略有高估 1% 左右。因此本文对月海岩石的 TiO₂ 元素含量划分界限标准做浮动调整,保证其各种组分有一定的空间分布,可以更加清晰区分各类玄武岩的边界。经过反复编图试验研究,将 TiO₂ 含量标准提高 1%,最终对月海玄武岩划分标准如下:(1)极低钛玄武岩(<2%);

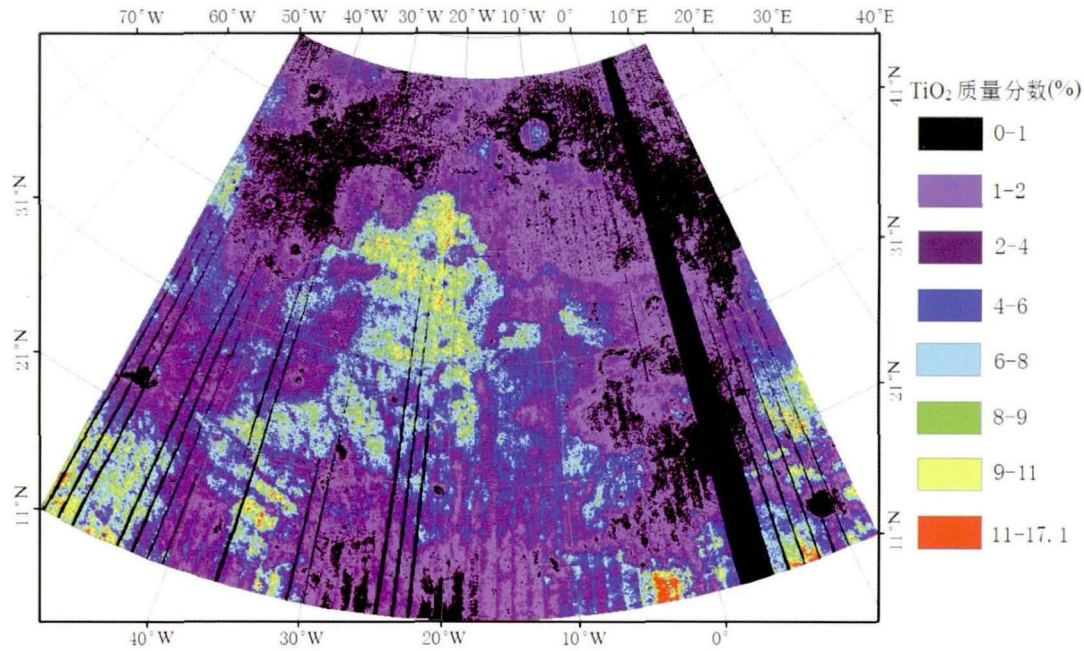


图5 雨海地区 TiO₂ 含量分布

Fig.5 The TiO₂ content distribution in Mare Imbrium

表1 月海玄武岩 TiO₂ 含量(wt%) 分类标准统计表

Table 1 Statistical table of TiO₂ (wt%) classification criteria of lunar mare basalts

极低钛	低钛	中钛	中高钛	高钛	极高钛	参考文献	样品/遥感
	1.0~5.0			9.0~14.0		Papike <i>et al.</i> , 1976	样品
<2.0	2.0~3.0	3.0~6.0		>6.0		Johnson <i>et al.</i> , 1977	遥感
<1.0	1.0~5.0			9.0~14.0		Papike and Vaniman, 1978	样品
		<4.0	3.0~7.0			Johnson <i>et al.</i> , 1977; Pieters, 1978	遥感
<0.5	0.5~1.0	1.0~1.7	1.7~2.3	2.3~3.0	>3.0	Davis, 1980	遥感
<1.5	1.5~9.0			9.0~15.0		Heiken <i>et al.</i> , 1991	样品
<3.0	3.0~4.0	4.0~5.0	5.0~6.0	6.0~7.0	>7.0	Johnson <i>et al.</i> , 1991	遥感
<1.0	1.0~6.0			>6.0		Neal and Taylor, 1992	样品
	<2.0	<4.0	3.0~7.0	>6.0		Pieters <i>et al.</i> , 1993	遥感
<3.0	3.0~6.0	6.0~9.0		>9.0		Melendrez <i>et al.</i> , 1994	遥感
<1.5	1.5~9.0			>9.0		Papike <i>et al.</i> , 1998	样品
	1.0~6.0			6.0~14.0		Neal, 1999	样品
<1.0	1.0~4.5	4.5~7.5		7.5~10.0	>10.0	Giguere <i>et al.</i> , 2000	遥感
	<1.5	1.5~6.0		>6.0		Le Bas, 2001	样品
<1.0	1.0~4.0	4.0~8.0		>8.0		Jolliff <i>et al.</i> , 2006	样品
<1.5	1.5~6.0			>6.0		徐义刚, 2010	样品
<4.0	4.0~6.0	6.0~9.0		9.0~11.0	>11.0	凌宗成等, 2014	遥感

(2)低钛玄武岩(2%~5.5%);(3)中钛玄武岩(5.5%~8.5%);(4)高钛玄武岩(8.5%~11%);(5)极高钛玄武岩(>11%)。最终获得了雨海地区主要岩石类型分布图(图6)。凌宗成等(2014)对月球正面中高纬度雨海-冷海(LQ-4)地区(经纬度范围为60°~0°W,65°~30°N)月海玄武岩亦划分为5类,其具体的划分标准如下:①极低钛玄武岩(<4%);②低钛玄武岩(4%~6%);③中钛玄武岩(6%~9%);④高钛玄武岩(9%~11%);⑤极高钛玄武岩

(>11%)(表1)。其TiO₂元素反演模型对于低钛至极低钛玄武岩含量估计稍高,因此这两类玄武岩划分界限与本文稍有不同。但其月海岩石填图结果与本文做比较,发现在雨海北部地区不同钛的月海玄武岩在整个空间分布规律上,两者填图结果具有一定的相似性,说明本文对月海玄武岩的划分标准亦是合理的。而在局部地区不同钛的玄武岩空间分布特征稍有不同可能是由于所使用的不同的元素反演模型所致。

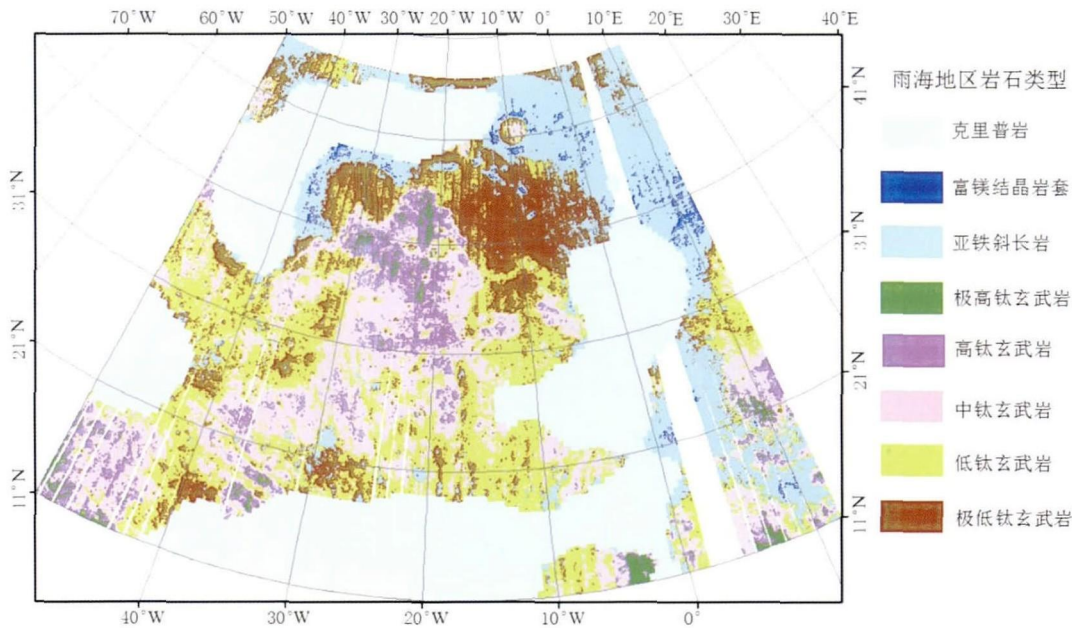


图6 雨海地区主要岩石类型分布图

Fig. 6 Distribution map of the main rock types in Mare Imbrium

3.2 雨海地区岩石类型填图结果

在基于元素反演的基础上,采用以上所制定的岩石分类标准,利用 ENVI 软件对元素含量分布图重新进行了分类以及分类后期处理,生成了各个图层矢量文件,然后导入 Arcgis 软件中进行编辑成图。从图 6 可以看出,本区月海玄武岩的出露较为广泛,揭示出了一套复杂的从极低钛-极高钛玄武岩成分单元,其出露的面积要高于高地岩石。其中,以中钛-低钛-极低钛玄武岩出露面积相对较多,其占了玄武岩当中的 50% 以上,以低钛玄武岩分布面积最广;而高钛-极高钛玄武岩出露面积相对较少,主要分布在雨海中部地区,极高钛玄武岩少量的、零星的分布在高钛玄武岩中。

在本区玄武岩的空间分布规律上,其中东北部地区的玄武岩以极低钛-低钛玄武岩为主,而且通过分析图 3 发现在该区东北部-北部月海玄武岩中的 FeO 的含量是较低的;而西南部的玄武岩钛含量相对较高,主要以中-高钛玄武岩为主,分析图 3 发现在该区西南部的 FeO 的含量是相对较高的。不同钛含量的玄武岩空间分布特征表明了月海玄武岩的充填活动应该具有多期次性,而每个期次所充填的玄武岩的成分不一致。通过前人 (Bugiolacchi and Guest, 2008; Morota *et al.*, 2011; 许延波等, 2012) 研究表明,在雨海地区玄武岩中的 FeO 及 TiO₂ 在空间分布规律上具有一定的正相关性,而且从东北部-西南部玄武岩成分演化是随着时代的由老变新即从晚雨海世-爱拉托逊纪,总体上由(极)低钛低铁玄武岩向(极)高钛高铁玄武岩方向富集演化的规律,因此与本文所得到的结果基本一致。这一规律可能只在风暴洋克里普岩地体区域存在,可能只与风暴洋克里普岩地体的形

成与演化密切联系 (Morota *et al.*, 2011)。

在雨海地区玄武岩中矿物研究方面,目前国际上发表了不少利用遥感光谱数据识别雨海矿物的文章。Pieters *et al.* (1980) 利用望远镜对雨海地区年轻的玄武岩观察研究表明它们具有与月球上其他地区的玄武岩相似的反照率及 UV/VIS 比值特点,但本区高钛玄武岩具有较长的 1000nm 吸收波长,且吸收强度较大,该类玄武岩主要富集橄榄石矿物;Staid and Pieters (2001) 利用 clementine UV/VIS 光谱数据证实了在雨海地区高钛玄武岩中主要富集橄榄石矿物,而且伴随着后期的玄武质岩浆的不断喷发、填充,橄榄石的含量在玄武岩中具有逐渐增多的趋势;Staid *et al.* (2011) 通过利用月球矿物制图仪 (M³) 观察证实了雨海地区高钛玄武岩具有较长的 1000nm 吸收波长且吸收强度和宽度都较大,但 2000nm 波长亚铁波段吸收强度较弱,其说明在本区高钛玄武岩中橄榄石含量较高;Thiessen *et al.* (2014) 通过利用高空间及高光谱分辨率的 M³ (波长范围在 400 ~ 3000nm) 遥感光谱数据来研究玄武岩单元中吸收波长范围接近 1000nm 以及 2000nm 的基性矿物,对在雨海盆地中所充填的不同类型的玄武岩单元做橄榄石以及辉石的空间分布遥感光谱制图,其中鉴定出 83 个多种矿物成分的玄武岩单元,与 Schaber (1973) 及 Hiesinger *et al.* (2000, 2003, 2010) 所定义划分的玄武岩单元相比揭示出了很好的一致性,这表明在雨海地区年龄上相对年轻的高钛玄武岩主要富集橄榄石,而相对古老的中-低钛玄武岩主要富集单斜辉石,这与吴昫昭 (2014) 所做出的结果基本一致。因此通过矿物成分对雨海地区不同 TiO₂ 成分的玄武岩单元划分上,随着玄武岩的年龄由老变新,具有由富单斜辉石玄武岩向富橄榄石玄武岩成分演化的趋势。

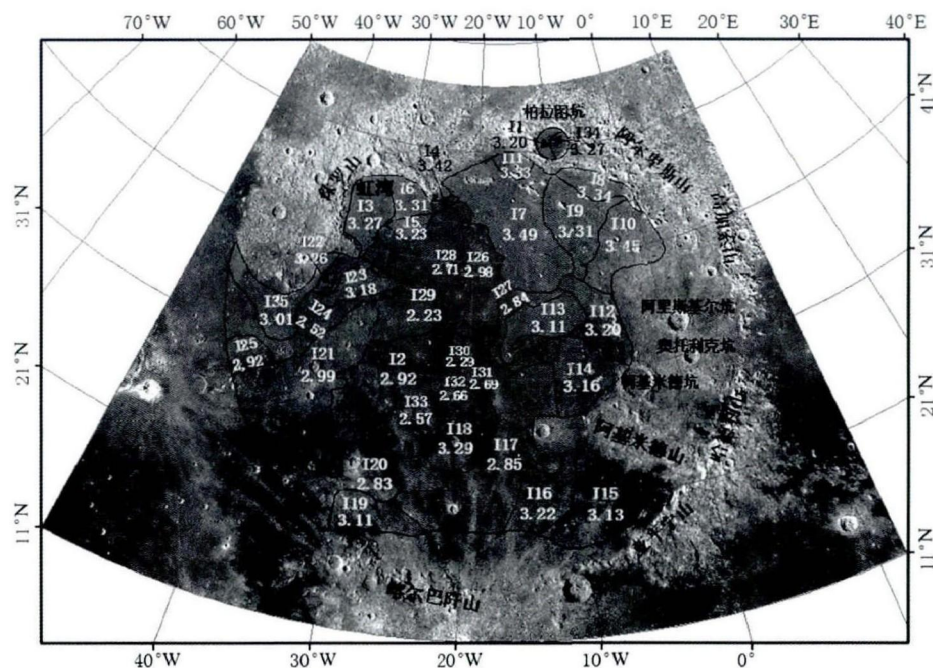


图7 雨海玄武岩单元模式年龄划分图

Fig. 7 Spatial distribution map of model ages for spectrally defined basaltic units in Mare Imbrium

综上所述,在对本区玄武岩单元期次划分考虑上,主要考虑基于玄武岩的成分(元素或矿物)数据特征对其进行划分。但由于不同钛含量的月海玄武岩成分演化规律可能与玄武岩的地质年代具有一定的相关性,在玄武岩单元期次划分考虑上,要结合与玄武岩演化密切相关的年代学特征。因此本文对雨海地区玄武岩模式年龄进行系统研究,在此基础上结合成分特征来共同约束,有助于对玄武岩单元的充填活动期次及岩浆演化历史有着更为科学合理的认识。

4 雨海地区月海岩石的年代学研究

月球上常用的年代学研究方法包括同位素定年法、撞击坑退化法、地层关系法、CSFD 撞击坑尺寸-频率法(Gillis *et al.*, 2004)。当前,行星地质学界公认和广泛使用的行星表面定年的方法就是撞击坑尺寸-频率法(Mcswen *et al.*, 2014)。对于没有采样数据的地区,CSFD 方法是一种统计上相对稳定且精确的定年方法。因此撞击坑尺寸-频率分布法对于没有采样的行星表面来说是一个非常重要的遥感技术来获得相对以及绝对的模式年龄。该定年方法的基本假设是撞击坑随机分布,且被破坏的速率远小于撞击坑形成的速率(Hiesinger *et al.*, 2000, 2010; 赵健楠等, 2013)。该定年技术的基本原理是在同一个天体表面,原始撞击坑密度越大的区域,年龄越老。其主要统计算法包括累积和相对分布表示法(Mcswen *et al.*, 2014)。因此月球表面年龄较老的区域由于单位面积上经历的撞击次数多,会存在更多的撞击坑,能通过遥感影像数据利用 CSFD 定年方法推断出相对和

绝对年龄(Morota *et al.*, 2011)。总而言之,为了获得玄武岩地质单元的模式年龄,第一要测量单元的表面面积;第二要测量在这个单元中的每个撞击坑的直径(Hiesinger *et al.*, 2000)。利用该定年方法为了获得较准确的年龄,在玄武岩单元划分考虑上,一个至关重要的前提条件是划分出在光谱上同类的地质单元。一般认为同一区域玄武岩光谱较均一,指示玄武岩的成分相对均一,代表同一股岩浆流或同期的多股小的岩浆流(Hiesinger *et al.*, 2000; 许延波等, 2012)。利用 Clementine UVVIS 多波段数据的波段比值的方法进行假彩色影像图合成,可以明显的区分玄武岩成分的差异,被广泛的应用于玄武岩单元的划分(Bugioliacchi and Guest, 2008; Kramer *et al.*, 2008; Hackwill, 2010),其具体参数为:Red, R_{750}/R_{415} ; Green, R_{750}/R_{950} ; Blue, R_{415}/R_{750} 。因此该假彩色图像中不同的颜色反映了不同的成分和反照率,根据图像颜色的变化即可相对准确地划分出不同地质单元分布。在本区共划分了35个玄武岩单元,具体单元划分结果及表面年龄估算见图7,各参数见表2。由于在各个单元内部部分区域存在撞击坑的溅射物覆盖而显示出不同的颜色混杂,如雨海的东部受较新的撞击坑影响较大,如阿里斯基尔坑、奥托利克坑等,对该区成分判断造成一定的干扰,故本文不涉及此区域单元划分。

本文利用 Neukum *et al.* (2001) 的方法进行了各个表面单元测量统计及年龄的计算,具体公式见(1)、(2):

$$\log(N_{cum}) = a_0 + \sum_{k=1}^{11} a_k (\log D)^k \quad (1)$$

$$N_{cum}(D \geq 1 \text{ km}) = 5.44 \times 10^{-14} [\exp(6.93 \times t) - 1] + 8.38 \times 10^{-4} t \quad (2)$$

表2 雨海地区各玄武岩单元属性表

Table 2 Attributions of each basaltic unit in Mare Imbrium

单元代号	面积 (km ²)	撞击坑密度 N(1) (×10 ⁻³)	表面年龄 (Ga)	年龄误差 σ (Ga)
I1	3340	3.34	3.20	+ 0.25, -1.50
I2	129000	2.84	2.92	+ 0.69, -2.20
I3	18900	3.59	3.27	+ 0.07, -0.11
I4	1880	4.51	3.42	+ 0.13, -1.30
I5	5650	3.43	3.23	+ 0.17, -0.61
I6	10200	3.75	3.31	+ 0.12, -0.36
I7	66600	5.40	3.49	+ 0.04, -0.05
I8	11400	3.90	3.34	+ 0.06, -0.11
I9	28800	3.74	3.31	+ 0.09, -0.20
I10	28400	4.78	3.45	+ 0.05, -0.08
I11	59000	3.87	3.33	+ 0.14, -0.85
I12	20400	3.35	3.20	+ 0.14, -0.42
I13	20300	3.13	3.11	+ 0.12, -0.20
I14	23000	3.24	3.16	+ 0.10, -0.18
I15	32900	3.17	3.13	+ 0.29, -1.20
I16	19200	3.42	3.22	+ 0.09, -0.16
I17	65800	2.77	2.85	+ 0.38, -0.69
I18	15100	3.68	3.29	+ 0.07, -0.12
I19	14800	3.13	3.11	+ 0.21, -0.61
I20	39500	3.61	2.83	+ 0.21, -0.29
I21	50800	2.94	2.99	+ 0.18, -0.34
I22	1860	3.55	3.26	+ 0.20, -1.30
I23	10700	3.30	3.18	+ 0.13, -0.30
I24	35200	2.43	2.52	+ 0.74, -1.20
I25	8130	2.84	2.92	+ 0.17, -0.24
I26	3950	2.92	2.98	+ 0.05, -0.06
I27	96500	2.76	2.84	+ 0.29, -0.45
I28	2050	2.61	2.71	+ 0.69, -2.20
I29	94600	2.14	2.23	+ 0.10, -0.11
I30	631	2.20	2.29	+ 0.23, -0.25
I31	1390	2.59	2.69	+ 0.29, -0.37
I32	1600	2.57	2.66	+ 0.62, -1.30
I33	3600	2.48	2.57	+ 0.23, -0.26
I34	2860	3.57	3.27	+ 0.25, -2.20
I35	21600	2.97	3.01	+ 0.19, -0.35

公式(1)为撞击坑产生函数(PF),公式(2)为撞击年代函数(CF)。式中, $a_0 = -3.0876$, $a_1 = 3.557528$, $a_2 = 0.781027$, $a_3 = 1.021521$, $a_4 = -0.156012$, $a_5 = -0.444058$, $a_6 = 0.019977$, $a_7 = 0.086850$, $a_8 = -0.005874$, $a_9 = -0.006809$, $a_{10} = 8.25 \times 10^{-4}$, $a_{11} = 5.54 \times 10^{-5}$ 。D为撞击坑直径(km), N_{cum} 为撞击坑的累积密度(个/km²), t 是区域表面年龄(Ga)。

本文在应用该方法估计玄武岩表面年龄过程中,借助于Arcgis平台的cratertools工具和基于IDL语言编写的craterstats软件。分别采用正射投影及正弦投影来计算单元的直径和面积,将地质单元边界在分辨率100m的LRO广角相机图像上绘出。由于2次撞击坑往往集中在很小的直径范围内,很难将远程2次撞击坑与相同大小的原始撞击坑区

分开来,且其干扰无法完全从小撞击坑($D < 1\text{km}$)数据中排除,在新老地质单元上的影响都较大。因此应谨慎使用小撞击坑统计估算地质单元的年龄(Boyce, 1976; Head, 1976; 肖智勇等, 2013)。因此本文统计的撞击坑直径 $D \geq 1\text{km}$,其大于区域内的达到饱和状态的撞击坑直径(Wilhelms, 1987)。在统计过程中也排除了呈链状、簇状2次撞击坑、地形复杂区域及撞击溅射物覆盖的影响。

由图7可以看出雨海地区从晚雨海世-爱拉托逊纪都有不同期次玄武岩的充填活动,区内最老的玄武岩单元为I7(3.49Ga),最年轻的玄武岩单元为I29(2.23Ga)。因此可以厘定本区玄武岩表面年龄范围在2.23~3.49Ga。区内各玄武岩单元年龄空间总体分布特征为:雨海西南部出露的玄武岩年龄相对较新,如I2、I20、I21、I24、I25、I33单元年龄分别为2.92Ga、2.83Ga、2.99Ga、2.52Ga、2.92Ga及2.57Ga,时代集中在爱拉托逊纪充填;雨海东北部出露的玄武岩年龄则相对较老,如I7-I11单元年龄分别为3.49Ga、3.34Ga、3.31Ga、3.45Ga、3.33Ga,时代集中在晚雨海世充填。雨海西部比东部的玄武岩年龄相对要更加年轻,其暗示出该区可能经历过相当长的火山活动的历史。

由于本文根据Ti含量的差异将本区玄武岩划分成5类,其中高钛与极高钛玄武岩在空间分布上大部分发生了叠置(图6所示),而且它们在雨海玄武岩单元模式年龄划分图(图7)中处于相同的玄武岩地层单元之中,说明它们形成的年龄基本一致,其形成的先后顺序应该经历了很短的时间间隔。为了便于建立不同期次玄武岩与模式年龄对应关系,本文把它们合并成一类进行讨论。通过对雨海玄武岩单元模式年龄划分图(图7)与主要岩石类型分布图(图6)做可视化比对,建立不同类别玄武岩与模式年龄的对应关系,发现本区(极)高钛玄武岩大部分集中在I2及I29单元,其模式年龄范围集中在2.23~2.92Ga之间;中钛玄武岩大部分集中在I2、I15、I20、I24、I27-I29单元,其模式年龄范围主要集中在2.52~3.13Ga之间,比(极)高钛玄武岩模式年龄相对稍偏大;低钛玄武岩大部分集中在I12-I23、I25、I26、I30-I33、I35单元,其模式年龄范围主要集中在2.83~3.29Ga之间,与中钛玄武岩年龄相比相对稍偏大;极低钛玄武岩大多数分布在余下的玄武岩单元中,大部分位于雨海的东北部地区,其模式年龄主要集中在3.20~3.49Ga之间,与低钛玄武岩模式年龄相比总体偏大。综上所述,本文把雨海地区玄武岩充填活动划分为4个期次:极低钛玄武岩(3.20~3.49Ga)-低钛玄武岩(2.83~3.29Ga)-中钛玄武岩(2.52~3.13Ga)-(极)高钛玄武岩(2.23~2.92Ga)。

5 讨论

雨海盆地的玄武岩充填事件是本区地质演化历史的一处重要地质事件,其经历了多期次玄武岩充填活动,不仅覆盖了原始撞击坑底部(如柏拉图撞击坑),还埋藏了侏罗

表3 雨海地区玄武质熔岩流不同期次年龄估计的比较

Table 3 Comparison of different estimates for ages of flow units in Mare Imbrium

阶段	年龄(Ga)					
I	3.6+0.1	3.6+0.1	3.5+0.3	3.5+0.1	3.5+0.2	3.3+0.1
II	3.3+0.2	3.1+0.2	3.3+0.3	3.0+0.4	3.1+0.2	3.0+0.2
III	2.8+0.3	2.6+0.3	2.5+0.3	2.6+0.4	2.6+0.3	2.3+0.5
文献来源	Head (1976)	Boyce (1976)	Whitford-Stark and Head (1983)	Friedman <i>et al.</i> (1996)	Hiesinger <i>et al.</i> (2000)	Bugiolacchi and Guest (2008)

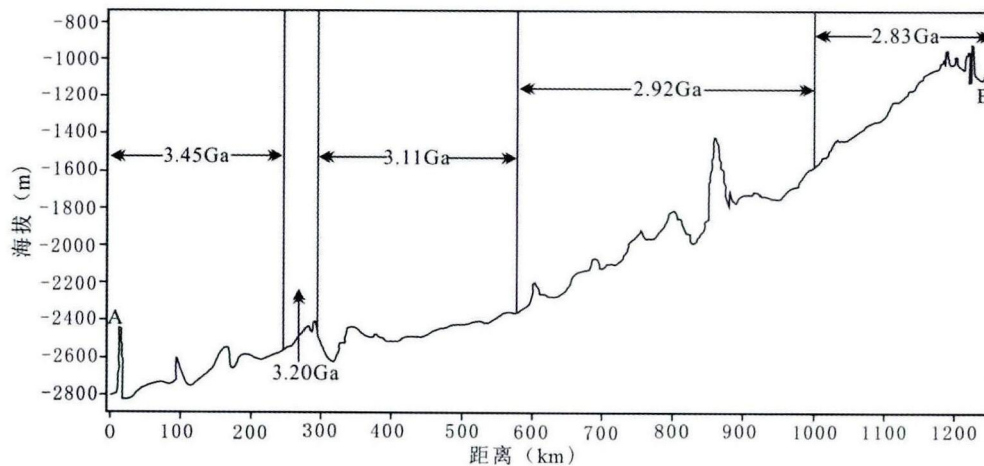


图8 雨海地区地形剖面 and 玄武岩单元年龄空间分布关系图

图中标识了 AB 高程剖面, 剖面位置见图 2

Fig. 8 Spatial distribution diagram of topographic profiles and surface ages of basaltic units in Mare Imbrium

Figure marks AB elevation profile, section position see in Fig. 2

山脉东南部虹湾等地区, 显示出该区地质演化历史的复杂性和多阶段性。基于前人研究发现雨海盆地的玄武岩充填活动主要可以划分为 3 个(表 3)或者 5 个期次, 每个期次所形成的玄武岩成分不同, 而且大部分年轻的玄武岩(更富集 Ti)主要集中在盆地的西部(Bugiolacchi and Guest, 2008)。由表 3 所示, 前人(Boyce, 1976; Bugiolacchi and Guest, 2008; Friedman *et al.*, 1996; Head, 1976; Hiesinger *et al.*, 2000; Whitford-Stark and Head, 1983)对雨海盆地至少划分了 3 期主要的玄武质岩浆充填事件, 形成高钛-中钛-低钛玄武岩类型, 不同的作者得到了不同的模式年龄范围。通过对本区玄武岩所做的年代学研究工作, 发现极高钛与高钛玄武岩基本处于一个玄武岩地层单元中, 代表它们喷发、冷凝固晶所经历的时间间隔相对基本一致, 几乎是岩浆同时冷凝固晶形成的产物, 应该把它们划分为一期玄武岩充填事件更为合适。通过对本区极低与低钛玄武岩做年代学研究工作, 发现极低钛玄武岩的模式年龄(3.20~3.49Ga)要比低钛玄武岩的模式年龄(2.83~3.29Ga)相对要老。而且无论从这两类玄武岩的空间展布特征及接触关系、单元划分及年代学等特征上考虑, 它们都应该代表本区在不同阶段所生成的不同成分的玄武岩类型, 其应该代表两期玄武质岩浆充填事件。而前人有些只划分为一期低钛玄武质岩浆充填事件是不合适的。因此在本区玄武岩期次划分考虑上, 不仅要考虑玄武岩的成

分特征, 更要考虑结合与玄武岩演化密切相关的年代学等特征, 利用成分和年代学等信息来共同约束, 才能更加合理的厘定本区玄武质岩浆期次划分及演化历史。

为了厘定雨海地形地貌特征与不同期次月海玄武岩表面年龄之间的相关性, 进而确定雨海玄武岩充填期次的划分与地形地貌的关系。本文利用 LRO 探测器的 LOLA 高程数据(空间分辨率 60m)制作了雨海地区地形地貌图(图 2), 在其上标出了一个 LOLA 高程 AB 剖面, 通过其数字高程剖面与雨海玄武岩单元模式年龄分布图(图 7)做对比, 绘制出雨海地区地形剖面 and 玄武岩单元年龄空间分布关系图(图 8)。由图 8 所示可以发现从地形剖面 A-B, 随着海拔的不断增高, 月海玄武岩的年龄呈现出一定的阶梯状下降的趋势, 这与许延波等(2012)所得到的结果基本一致。从图 2 可以看出本区在东北部地区(除高地外)整体地势较为平坦, 高程值要普遍低于西南地区。而从图 7 可以看出本区在东北部地区玄武岩的整体模式年龄要相对老于西南地区。这揭示出表面年龄相对较小的玄武岩单元位于本区海拔相对较高的地区, 因此不同阶段所形成的表面年龄较新的玄武岩单元应覆盖在年龄相对较老的玄武岩单元之上接触。Schaber (1973)及 Thiessen *et al.* (2014)认为雨海地区的玄武质熔岩流的源区是出露在该区的西南边缘, 其非常接近于欧拉(Euler)撞击坑(图 2)。而许延波等(2012)提出雨海地区月

海玄武岩经历了多期次逐层填充过程,且每期由南向北流动,规模逐步减小。因此本区的玄武质岩浆可能是从欧拉撞击坑附近喷出月表,由南向北多期次喷发、溢流填充雨海盆地,从而导致本区从东北部-西南部玄武岩单元整体地势的抬升。因此本区地形地貌高程特征与不同表面年龄的玄武岩单元之间总体上呈现出一定的负相关性。

目前月海玄武岩成因主要有两种观点:一是认为由于小天体撞击月球,导致月表岩石发生熔融而形成。持这一观点的学者认为高地月亮的部分或全部熔融不可能产生月海玄武岩,熔融后也不可能形成成分差异如此大的月海玄武岩。另一种观点则认为月球内部物质发生了不同程度的局部熔融,熔体在深度约400~700km、密度约 $3\text{g}/\text{cm}^3$ 处上升到月表后经结晶形成月海玄武岩。持这一观点的学者认为尽管月幔堆晶岩是月海玄武岩源区确定无疑,但月海玄武岩同位素资料进一步证明月幔是不均一的,形成月海玄武岩源区也是不同的。目前较多的学者支持后一种观点(徐义刚,2010)。由于雨海盆地是被普遍认可的大约在3.85~4.00Ga受行星际物质一次大型撞击作用形成的,后期被月海玄武岩充填而形成现今雨海的总体外貌。而在雨海盆地形成早期,年代较老的撞击事件使其盆地结构发生了改变(几乎很少的高地岩石-亚铁斜长岩被发现起源于雨海盆地撞击事件所生成的溅射物中)(Spudis,1993)。有证据显示雨海盆地的撞击事件仅仅挖掘到相对厚度较薄的月亮(Bills and Ferrari,1977; Goins *et al.*,1979)。后来通过利用多种研究手段来推断雨海盆地撞击挖掘深度,未发现一些岩石学的证据来指向非月壳的物质,最终揭示出雨海盆地的撞击挖掘深度不应该下渗到月幔(Spudis *et al.*,1988; Spudis,1993),而应该下渗到下月亮。本文对雨海地区玄武岩模式年龄定年研究,发现本区在3.49~2.23Ga均有玄武质岩浆充填活动,具有多期次性,每期所形成的玄武岩成分不尽相同,没有发现在3.85Ga左右或者更古老的玄武岩单元年龄。因此结合雨海盆地撞击挖掘深度、玄武岩的年龄及充填期次来对本区玄武岩在成因方面的考虑,本文也支持后一种观点。

在本区玄武岩源区来源研究方面,由于月海玄武岩成分的演变趋势可以反映出不同时期玄武岩的岩浆源区成分、状态以及来源深度的差异。本区(极)高钛玄武岩与(极)低钛玄武岩具有不同的矿物、元素和同位素组成,因此它们可能来源于不同的源区深度(图9)。Philpotts and Schnetzler(1970)、Anderson *et al.*(1970)提出的堆积模式认为月球内部的早期熔融形成深度约700km的岩浆海,随后岩浆海发生结晶分异作用,在200~400km深处形成的堆晶岩层为低钛玄武岩源区,并有橄榄石和辉石的晶出与堆积;随后单斜辉石和钛铁矿的结晶分异,形成高钛玄武岩源区;根据Delano *et al.*(1980)所得到月球玄武岩的深部熔融实验结果,支持在400km深处由堆积产生复杂带状堆积岩层分布的可能性,高钛玄武岩的形成深度小于200km,而(极)低钛玄武岩的形成深度为500~1000km。因此在岩浆内部的堆积过程而形

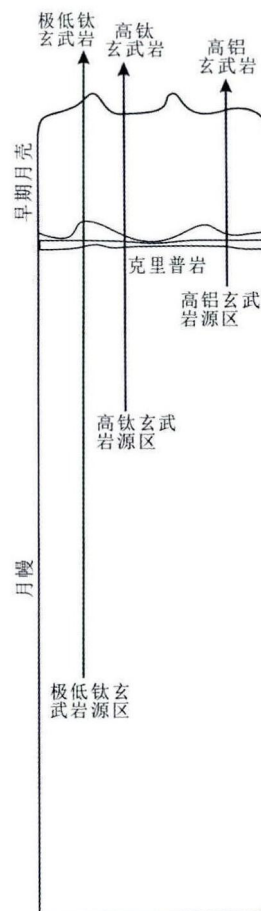


图9 月海玄武岩成因理论模型图(据 Shearer and Papike, 1999 修改)

Fig. 9 Theoretical model diagram for the generation of lunar mare basalts (modified after Shearer and Papike, 1999)

成了不同深度的月海玄武岩的层状分布的源区。雨海地区不同成分的月海玄武岩的演化规律,应反映了岩浆来源的不同,后期的(极)高钛玄武岩(富集不相容元素)的源区可能由月球晚期所形成的堆晶层组成,其主要与富含橄榄石、单斜辉石和钛铁矿的克里普质岩层的重溶和迁移有关(Bugiolacchi and Guest, 2008)。而(极)低钛玄武岩(不相容元素亏损)岩浆源区来源的深度相对更深,Beard *et al.*(1998)认为(极)低钛玄武岩的源区不含钛铁矿,而是由月球早期超镁铁质岩堆晶层构成的,其主要由橄榄石、低钙斜方辉石和少量的单斜辉石组成,其源区形成于岩浆洋的早期,是岩浆洋在月幔上部所结晶的产物,这与Taylor and Jakes(1974);徐义刚(2010)对(极)低钛与(极)高钛玄武岩的源区来源组成的研究结果是一致的。

6 结论

本文通过利用嫦娥一号 IIM 光谱数据、LRO 高分辨率的

LROC 宽视角影像数据及 LOLA 高程等数据,主要基于岩石学、年代学等工作对本区玄武岩岩浆充填活动期次进行重新厘定,主要得出以下三点结论:

(1)在本区月海与高地边界划分考虑上,不仅要考虑 FeO 成分数据,更要结合 LRO 的形貌数据来共同约束,最终以 FeO 含量值 13% 为基准来划分月海与高地岩石的边界,弥补以单一 FeO 成分数据源划分边界的缺陷与不足,亦是能合理的厘定本区玄武岩的空间分布规律、充填活动期次及岩浆演化历史的基础。

(2)在充分调研月球已有的岩石类型分类标准的基础上,利用嫦娥一号干涉成像光谱仪(IIM)反射率光谱数据进行雨海地区岩石类型分布图编制。在考虑玄武岩的成分特征及结合月球形貌学的特征,厘定出本区 5 类不同 TiO₂ 含量的月海玄武岩。

(3)利用 LRO 的宽视角影像数据基于撞击坑尺寸-频率定年法(CSFD)对雨海地区玄武岩进行了模式年龄厘定,共划分了 35 个不同 TiO₂ 含量玄武岩单元,其表面年龄范围在 2.23 ~ 3.49Ga。在建立不同类别玄武岩、形貌特征与模式年龄的对应关系基础上,最终把雨海地区玄武岩充填活动划分为 4 个期次:极低钛玄武岩(3.49 ~ 3.20Ga)、低钛玄武岩(3.29 ~ 2.83Ga)、中钛玄武岩(3.13 ~ 2.52Ga)、(极)高钛玄武岩(2.92 ~ 2.23Ga),不同期次岩浆活动所充填的玄武岩成分差别较大。本区在地形地貌高程特征上与不同表面年龄的玄武岩单元之间总体上呈现出一定的负相关性,与玄武岩演化及充填期次划分密切相关。

致谢 本文所用“嫦娥一号”干涉成像光谱仪反射率数据由山东大学威海分校凌宗成老师提供,在此表示感谢。LRO 的 LOLA 等数据来自美国 NASA PDS 影像数据节点。同时感谢审稿专家对本文提出的宝贵意见!

References

- Anderson AT, Crewe AV, Isaacson MS *et al.* 1970. Petrologic history of the moon inferred from petrography, mineralogy, and petrogenesis of Apollo 11 rocks. In: Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference. New York: Pergamon Press, 897-925
- Beard BL, Taylor LA, Scherer EE, Johnson CM and Snyder GA. 1998. The source region and melting mineralogy of high-titanium and low-titanium lunar basalts deduced from Lu-Hf isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3): 525-544
- Bills BG and Ferrari AJ. 1977. A lunar density model consistent with topographic, gravitational, librational, and seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 82(8): 1306-1314
- Boyce JM. 1976. Ages of flow units in the lunar nearside maria based on Lunar Orbiter IV photographs. In: Proceedings of the 7th Lunar and Planetary Science Conference. New York: Pergamon Press, 2717-2728
- Bugiolacchi R and Guest JE. 2008. Compositional and temporal investigation of exposed lunar basalts in the Mare Imbrium region. *Icarus*, 197(1): 1-18
- Davis Jr PA. 1980. Iron and titanium distribution on the moon from orbital gamma ray spectrometry with implications for crustal evolutionary models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 85(B6): 3209-3224
- Delano JW, Taylor SR and Ringwood AE. 1980. Composition and structure of the deep lunar interior. In: Proceedings of the 11th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: 225-227
- Duncan RA, Norman MD, Ryder G, Dalrymple GB and Huard JJ. 2004. Identifying impact events within the lunar cataclysm from ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of Apollo 16 impact melt rocks. In: Proceedings of the 35th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: LPI, 1328
- Friedman RC, Blewett DT, Taylor GJ and Lucey PG. 1996. FeO and TiO₂ variations in Mare Imbrium. In: 27th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: 383-384
- Garry WB, Robinson MS and Team L. 2010. Observations of flow lobes in the phase I lavas, Mare Imbrium, the Moon. In: Proceedings of 41st Lunar and Planetary Science Conference. Woodlands, Texas: LPI, 2278
- Giguere TA, Taylor GJ, Hawke BR and Lucey PG. 2000. The titanium contents of lunar mare basalts. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(1): 193-200
- Gillis JJ, Jolliff BL and Korotev RL. 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
- Goins NR, Toksoz MN and Dainty AM. 1979. The lunar interior: A summary report. In: Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference. New York: Pergamon Press, 2421-2439
- Hackwill T. 2010. Stratigraphy, evolution, and volume of basalts in Mare Serenitatis. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(2): 210-219
- Haskin L and Warren P. 1991. Lunar chemistry. In: Heiken GH, Vaniman DT and French BV (eds.). *Lunar Sourcebook*. Cambridge, Cambridge University Press, 357-474
- Head III JW. 1976. Lunar volcanism in space and time. *Reviews of Geophysics*, 14(2): 265-300
- Heather DJ, Dunkin SK, Spudis PD and Bussey DBJ. 1999. A multispectral analysis of the Flamsteed region of Oceanus Procellarum. In: Workshop on New Views of the Moon II: Understanding the Moon through the Integration of Diverse Datasets. Flagstaff, Arizona: LPI, 24
- Heiken GH, Vaniman DT and French BM. 1991. *Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon*. Cambridge: Cambridge University Press
- Hiesinger H, Jaumann R, Neukum G and Head III JW. 2000. Ages of mare basalts on the lunar nearside. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991-2012), 105(E12): 29239-29275
- Hiesinger H, Head III JW, Wolf U, Jaumann R and Neukum G. 2003. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991-2012), 108(E7), doi: 10.1029/2002JE001985
- Hiesinger H, Head III JW, Wolf U, Jaumann R and Neukum G. 2010. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts in Mare Frigoris and other nearside maria based on crater size-frequency distribution measurements. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991-2012), 115(E3), doi: 10.1029/2009JE003380
- Huang Q, Ping JS, Su XL, Shu R and Tang GS. 2009. New features of the Moon revealed and identified by CLTM-s01. *Science in China (Series G)*, 52(12): 1815-1823
- Johnson JR, Larson SM and Singer RB. 1991. A reevaluation of spectral ratios for Lunar Mare TiO₂ mapping. *Geophysical Research Letters*, 18(11): 2153-2156
- Johnson TV, Saunders RS, Matson DL and Mosher JA. 1977. A TiO₂ abundance map for the northern Maria. In: Proceedings of 8th Lunar Science Conference. New York: Pergamon Press, 1029-1036
- Jolliff BL, Wieczorek MA, Shearer CK and Neal CR. 2006. *New Views of the Moon*. Chantilly: Mineralogical Society of America
- Kodama S and Yamaguchi Y. 2003. Lunar mare volcanism in the eastern

- nearside region derived from Clementine UV/VIS data. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(10): 1461–1484
- Kodama S and Yamaguchi Y. 2005. Mare volcanism on the Moon inferred from Clementine UVVIS data. In: *Proceedings of 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. League City, Texas: LPI, 1641
- Korotev RL. 1994. Compositional variation in Apollo 16 impact-melt breccias and inferences for the geology and bombardment history of the Central Highlands of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(18): 3931–3969
- Kramer GY, Jolliff BL and Neal CR. 2008. Searching for high alumina mare basalts using Clementine UVVIS and Lunar Prospector GRS data: Mare Fecunditatis and Mare Imbrium. *Icarus*, 198(1): 7–18
- Le Bas MJ. 2001. Report of the Working Party on the classification of the lunar igneous rocks. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(9): 1183–1188
- Ling ZC, Zhang J, Liu JZ, Zhang WX, Zhang GL, Liu B, Ren X, Mu LL, Liu JJ and Li CL. 2011. Mapping MgO and Mg-number with Chang' E-1 IIM data. In: *EPSC-DPS Joint Meeting*. Nantes: COPERNICUS, 936
- Ling ZC, Liu JZ, Zhang J, Li B, Wu ZC, Ni YH and Sun LZ. 2014. The Lunar rock types as determined by Chang' E-1 IIM data: A case study of Mare Imbrium-Mare Frigoris region (LQ-4). *Earth Science Frontiers*, 21(6): 107–120 (in Chinese with English abstract)
- Mcsween HY, Labotka TC and Viviano CE. 2014. Metamorphism within the martian crust as constrained by known mars rock compositions. In: *Proceedings of 45th Lunar and Planetary Science Conference*. Woodlands, Texas: LPI, 1284
- Melendrez DE, Johnson JR, Larson SM and Singer RB. 1994. Remote sensing of potential lunar resources; 2. High spatial resolution mapping of spectral reflectance ratios and implications for nearside mare TiO₂ content. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 99(E3): 5601–5619
- Morota T, Hanyama J, Ohtake M, Matsunaga T, Honda C, Yokota Y, Kimura J, Ogawa Y, Hirata N, Demura H, Iwasaki A, Sugihara T, Saiki K, Nakamura R, Kobayashi S, Ishihara Y, Takeda H and Hiesinger H. 2011. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3–4): 255–266
- Neal CR and Taylor LA. 1992. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(6): 2177–2211
- Neal CR. 1999. The interior of the moon, core formation, and the lunar hotspot: What sample tell us. In: *Workshop on New Views of the Moon 2: Understanding the Moon through the Integration of Diverse Datasets*. Flagstaff, Arizona: 43
- Neukum G, Ivanov BA and Hartmann WK. 2001. Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Science Reviews*, 96(1–4): 55–86
- Nyquist LE, Shih CY and Reese YD. 2011. Dating melt rock 63545 by Rb-Sr and Sm-Nd: Age of Imbrium; SPA Dress Rehearsal. In: *Proceedings of 42nd Lunar and Planetary Science Conference*. Woodlands, Texas: LPI, 1868
- Papike JJ, Hodges FN, Bence AE, Cameron M and Rhodes JM. 1976. Mare basalts: Crystal chemistry, mineralogy, and petrology. *Reviews of Geophysics*, 14(4): 475–540
- Papike JJ and Vaniman DT. 1978. The lunar Mare basalt suite. *Geophysical Research Letters*, 5(6): 433–436
- Papike JJ, Ryder G and Shearer CK. 1998. Lunar samples. In: Papike JJ (ed.). *Planetary Materials: Reviews in Mineralogy*. Chantilly: Mineralogical Society of America, 36
- Philpotts JA and Schnetzler CC. 1970. Apollo 11 lunar samples-K, Rb, Sr, Ba and rare-earth concentrations in some rocks and separated phases. In: *Apollo 11 Lunar Science Conference*. New York: Pergamon Press, 1471
- Pieters CM. 1978. Mare basalt types on the front side of the moon-A summary of spectral reflectance data. In: *Proceedings of the 9th Lunar and Planetary Science Conference*. New York: Pergamon Press, 2825–2849
- Pieters CM, Head JW, Adams JB, McCord TB, Zisk SH and Whitford-Stark JL. 1980. Late high-titanium basalts of the western Maria: Geology of the Flamsteed region of Oceanus Procellarum. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 85(B7): 3913–3938
- Pieters CM, Head JW, Sunshine JM, Fischer EM, Murchie SL, Belton M, McEwen A, Gaddis L, Greeley R, Neukum G, Jaumann R and Hoffmann H. 1993. *Crustal diversity of the Moon: Compositional analyses of Galileo solid state imaging data*. *Journal of Geophysical Research Planets* (1991–2012), 98(E9): 17127–17148
- Pieters CM, He G, Tompkins S, Staid MI and Fischer EM. 1995. The low-Ti basalts of Tsiolkovsky as seen by Clementine. In: *Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar Science, 26: 1121
- Rosenburg MA, Aharonson O, Head JW, Kreslavsky MA, Mazarico E, Neumann GA, Smith DE, Torrence MH and Zuber MT. 2011. Global surface slopes and roughness of the Moon from the Lunar Orbiter Laser Altimeter. *Journal of Geophysical Research*, 116(E2): E02001
- Schaber GG. 1973. Lava flows in Mare Imbrium; Geologic evaluation from Apollo orbital photography. In: *Proceedings of the 4th Lunar Science Conference*. New York: Pergamon Press, 653–654
- Shearer CK and Papike JJ. 1999. Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10): 1469–1494
- Smith DE, Zuber MT, Jackson GB *et al.* 2010a. The Lunar Orbiter laser altimeter investigation on the Lunar Reconnaissance Orbiter Mission. *Space Science Reviews*, 150(1–4): 209–241
- Smith DE, Zuber MT, Neumann GA *et al.* 2010b. Initial observations from the Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA). *Geophysical Research Letters*, 37(18): L18204
- Spudis PD, Hawke BR and Lucey PG. 1988. *Materials and formation of the Imbrium basin*. In: *Lunar and Planetary Science Conference*. Cambridge: Cambridge University Press, 155–168
- Spudis PD. 1993. *The Geology of Multi-ring Impact Basins*. Cambridge: Cambridge University Press
- Stadermann FJ, Heusser E, Jessberger EK, Lingner S and Stöffler D. 1991. The case for a younger Imbrium basin; New ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of Apollo 14 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8): 2339–2349
- Staid MI and Pieters CM. 2001. Mineralogy of the last lunar basalts: Results from Clementine. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 106(E11): 27887–27900
- Staid MI, Pieters CM, Besse S *et al.* 2011. The mineralogy of late stage lunar volcanism as observed by the Moon Mineralogy Mapper on Chandrayaan-1. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 116(E6), doi: 10.1029/2010JE003735
- Taylor SR and Jakes P. 1974. The geochemical evolution of the Moon. In: *Proceedings of the 5th Lunar Science Conference*. New York: Pergamon Press, 1287–1305
- Thiessen F, Besse S, Staid MI and Hiesinger H. 2014. Mapping lunar mare basalt units in Mare Imbrium as observed with the Moon Mineralogy Mapper (M3). *Planetary and Space Science*, 104: 244–252
- Whitford-Stark JL and Head JW. 1983. *The stratigraphy of Mare Imbrium*. NASA Technical Memorandum Series. NASA-TM-85630. *Advances in Planetary Geology*, 190–288
- Wilhelms DE and McCauley JF. 1971. *Geologic Map of the Near Side of the Moon*. Reston: US Geological Survey
- Wilhelms DE. 1987. *The Geologic History of the Moon*. US Geological Survey Professional Paper 1348, Washington DC: US Government Printing Office
- Wu YZ, Xue B, Zhao BC, Lucey P, Chen J, Xu XS, Li CL and Ouyang ZY. 2012. Global estimates of lunar iron and titanium contents from the Chang' E-1 IIM data. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 117(E2), doi: 10.1029/2011JE003879
- Wu YZ. 2014. Reflectance spectroscopy of the Moon and its application. *Earth Science Frontiers*, 21(6): 74–87 (in Chinese with English abstract)
- Xiao L, Zhu PM, Fang GY, Xiao ZY, Zou YL, Zhao JN, Zhao N, Yuan

- YF, Qiao L, Zhang XP, Zhang H, Wang J, Huang J, Huang Q, He Q, Zhou B, Ji YC, Zhang QY, Shen SX, Li YX and Gao YZ. 2015. A young multilayered terrane of the northern Mare Imbrium revealed by Chang' E-3 mission. *Science*, 347(6227): 1226 - 1229
- Xiao ZY, Strom RG and Zeng ZX. 2013. Mistakes in using crater size-frequency distributions to estimate planetary surface ages. *Earth Science*, 38 (Suppl. 1): 145 - 160 (in Chinese with English abstract)
- Xu YB, Yan DP, Yu TS and Wang X. 2012. The filling process of Mare basalts from Late Imbrian to Eratosthenian in Mare Imbrium. *Acta Geologica Sinica*, 86 (8): 1306 - 1319 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 2010. Mare basalts and lunar evolution. *Geochimica*, 39 (1): 50 - 62 (in Chinese with English abstract)
- Zhang F, Zou YL, Zheng YC, Fu XH and Zhu YC. 2014. Lunar mare basalts in the Aristarchus region: Implications for the stratigraphic sequence from Clementine UVVIS data. *Icarus*, 227: 132 - 151
- Zhao JN, Huang J, Xiao L, Qiao L, Wang J and Hu SY. 2013. Crater size-frequency distribution measurements and age determination of Sinus Iridum. *Earth Science*, 38 (2): 351 - 361 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 黄倩, 平劲松, 苏晓莉, 舒嵘, 唐歌实. 2009. 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(G 辑)*, 39(10): 1362 - 1370
- 凌宗成, 刘建忠, 张江, 李勃, 武中臣, 倪宇恒, 孙灵芝. 2014. 基于“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据的月球岩石类型填图: 以月球雨海-冷海地区(LQ-4)为例. *地学前缘*, 21(6): 107 - 120
- 吴昫昭. 2014. 月球反射光谱学及应用. *地学前缘*, 21(6): 74 - 87
- 肖智勇, Strom RG, 曾佐勋. 2013. 撞击坑统计技术在行星表面定年应用中的误区. *地球科学*, 38(增1): 145 - 160
- 许延波, 颜丹平, 俞天石, 王翔. 2012. 雨海地区晚雨海世-爱拉托逊纪月海玄武岩充填过程研究. *地质学报*, 86(8): 1306 - 1319
- 徐义刚. 2010. 月海玄武岩与月球演化. *地球化学*, 39(1): 50 - 62
- 赵健楠, 黄俊, 肖龙, 乔乐, 王江, 胡斯宇. 2013. 撞击坑统计定年法及对月球虹湾地区的定年结果. *地球科学*, 38(2): 351 - 361