

月球东海盆地综合解析与撞击初始条件的研究*

刘敬稳^{1,2} 刘建忠^{1**} 郭弟均^{1,2} 籍进柱^{1,2} 王庆龙³ 李世杰¹

LIU JingWen^{1,2}, LIU JianZhong^{1**}, GUO DiJun^{1,2}, JI JinZhu^{1,2}, WANG QingLong¹ and LI ShiJie¹

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 100071

3. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

1. Lunar and Planetary Science Research Center, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100071, China

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

2015-06-30 收稿, 2015-10-20 改回.

Liu JW, Liu JZ, Guo DJ, Ji JZ, Wang QL and Li SJ. 2016. Comprehensive analysis of the lunar Orientale Basin and research of the initial impact condition. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1):135–143

Abstract Orientale Basin is the youngest multi-ring basin on the moon. Previously, there are a lot of researches about formation theories of Orientale Basin, but most of them are based on the vertical impact formation mechanisms. However, some scholars provide the image that Orientale Basin is an oblique impact, but there are no detail parameters. By comprehensively analyzing the LRO WAC image data, LOLA, M³ and IIM, we interpret the topographic feature and material compositions of the Orientale Basin. Then combining the formation theory of impact craters, we suggest that it has a central uplift ridge (central uplift line) in the melt zone, which divides the center into the smooth and rough parts. It is perpendicular to the impact trajectory of Orientale Basin and caused by the shock wave putting during the impact process. Then using the GRAIL data, we discuss the reasons of the region gravity anomalies of Oriental Basin, proposing it is the result of local Moho uplifting and the formation of the impact melt, which is caused by the change of pressure, temperature and viscosity of the rock. We got the volume of the melt, which is about $1.1 \times 10^6 \text{ km}^3$ and 25% of the basin materials. Finally we merge the multi-source data together, mapping an Oriental Basin ejecta units map. Basing on the structures of ejecta units, the line structure, secondary craters, the central uplift line and formation theories of oblique impact, we propose that Orientale Basin is formed by a 50 ~ 100km diameter impactor oblique impacting the lunar at the velocity of 10 ~ 30km/s, with 20° to 30° impact horizontal sextant angle and east to northeast about 20 ~ 30° NE-SW direction. This work can provide theoretical reference for the study more early lunar craters.

Key words Lunar Orientale Basin; Merge the multi-source Data; Central uplift line; Oblique impact

摘要 东海是月球上最年轻的多环撞击盆地, 关于其形成机制的研究很多, 但成果大都基于正撞击的机制提出的, 虽然有部分学者提出东海是斜撞击的, 但缺乏具体撞击参数。本文通过多源数据融合, 综合分析 LRO 影像数据、LOLA 地形数据、M³ 高光谱数据和 IIM 高光谱数据, 对东海地区的地貌特征、物质成分进行了较为系统的解译, 发现在东海中央熔融区存在一条与东海撞击方向垂直的中央隆起区域(中央隆起线), 其也是中央熔融区粗糙部分与光滑部分的分界线, 结合撞击坑成坑理论, 认为其可能是撞击过程冲击波作用引起的堆叠作用形成的。同时利用 GRAIL 数据及对该地区的重力异常的成因进行了分析, 认为异常是由于压强、温度及岩石粘度的改变引起局部莫霍面抬升和中央熔融物的形成而出现的, 进而估算出熔融物占盆地内物质的 25%, 约为 $1.1 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。同时, 对 GRAIL 数据的剖面分析结果也支持了本文的斜撞击理论。最后, 综合多

* 本文受国家自然科学基金重大项目(41490634、41490635)及面上项目(41373068)、国家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: 刘敬稳, 女, 1989 年生, 硕士生, 地理信息系统专业, E-mail: liujw_gis@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

方面的信息和撞击理论获取东海盆地构造分布图,并根据中央隆起线、溅射物及线性构造的分布特征等,提出东海盆地理论上是由一直径在 50~100km 的撞击体以 10~30km/s 的速度自东偏北约 20°~30°方向以 20°~30°的角度斜撞击月表而形成的。这可为研究更早期的月球撞击坑提供理论参考。

关键词 东海盆地;多源数据融合;中央隆起线;斜撞击
中图分类号 P691

1 引言

撞击坑是月球上最显著的地质构造,是月球科学研究的重要内容,是由超高速撞击作用形成的,并且撞击过程理论涉及行星地质学、行星物理学和天体化学等多学科。按时间顺序撞击过程分为压缩、挖掘和改造三个连续阶段,撞击形成的中央的坑内物质及坑外的溅射物,一般会保留一些撞击发生时的重要信息 (Melosh, 1989)。因此,对中央坑物质和对溅射堆积及辐射纹的研究结果,可作为判断撞击坑撞击初始条件的重要依据。

东海盆地位于月球正背面交界位置,与月球正面大型撞击盆地(如雨海等)相比其中中央充填的岩浆岩较少,形成于 38 亿年(雨海纪)前,是月球上保存最完整最年轻的多环盆地 (Hartmann and Kuiper, 1962; Head, 1974, 2012),是一个直径 930km 的多环形撞击盆地,其有类似同心圆的四环结构:(1) 标志着盆地边缘的科迪勒拉环 (CR, $D \sim 930\text{km}$); (2) 类似多边形的橄欖岩组成的外卢克环 (ORR, $D \sim 620\text{km}$); (3) 崎岖山丘组成的内卢克环 (IRR, $D \sim 480\text{km}$); (4) 不连续的包围着内部月海填充物的内环 (IR, $D \sim 320\text{km}$) (Potter *et al.*, 2013b)。其中外卢克环为盆地的边缘 (Head, 1974; Head *et al.*, 2010),一般被作为东海盆地撞击过程中的瞬时坑边缘,即瞬时坑直径为 620km (Vaughan *et al.*, 2013)。东海盆地包含三个建造,可能与盆地撞击作用有关,从内到外依次为 Mauser 建造、Mounts Rook 建造和 Hevelius 建造。Mauser 建造为内卢克山脉以内以港湾状环绕东海的撞击熔融体沉积,主要包含一些海拔较低较平滑的平原区域和一些海拔略高起伏较大的岩浆沉积,其地形特征显示 Mauser 建造可能包含撞击熔融体的不同岩相 (Head *et al.*, 1993); Mounts Rook 建造呈多瘤型,位于外卢克环和科迪勒拉环之间; Hevelius 建造为主要的溅射物分布区,位于科迪勒拉环外大约一个盆地的直径约 1000km (Bussey and Spudis, 1997)。

东海盆地为撞击成因的假说已被大多数学者所认可 (Head, 1974; Scott and McCauley, 1977; Wilhelms *et al.*, 1987; Head *et al.*, 2010; Schultz and Papamarcos, 2010; Potter *et al.*, 2013a; Blair *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015),但由于对其的撞击熔融体的体积、撞击坑的边界、溅射物的分布范围等未达成一致,形成了系列撞击形成机制。本文摒弃以往的单一或两种数据简单推理,利用多种类型的数据结合地理信息系统数据分析,对图件进行多元化处理,进行系统

的多源数据的融合分析,提取出更为综合精确的东海盆地的熔融体、溅射物、线性构造信息,从而绘制成东海盆地综合解译图。并结合撞击坑形成理论得到更精确的东海撞击初始条件假设。

2 东海盆地的多源数据解译

2.1 东海盆地的地形特征

地形数据是在地质特征分析中最常用的数据,其能很好的揭示撞击坑的地质特征、发展历史、重力异常的地形因素等,在月球数据研究中应用最为广泛。分析东海地区 LOLA 高程数据(图 1,参考月球椭圆半径为 1737.4km),高程值大约介于 4000 ~ -3000m,从大范围来讲,东海地区高程相当,整体地势也较为平坦,从 LOLA 高程剖面(图 1)还可以很直观地发现与影像数据相对应的四环结构,东海地区呈现出明显的地势下陷,显示出明显的撞击盆地特征。但西部地形整体高于东部,这可能与月球的地体构造有关,更有可能与低角度斜撞击溅射物在撞击方向上的堆积有关。

笔者利用 ArcGIS 对 LOLA 地形进行了坡度分析、表面粗糙度分析及焦点流分析(图 2)。坡度图微观上表现了月球表面在该点的倾斜程度,值越大,说明高程变化越大(图 2b)。表面粗糙度宏观上反映了东海地形的起伏变化和侵蚀程度,1 表示月表平滑,与 1 相差越大表面越粗糙,地形变化越大(图 2c)。焦点流图宏观挖掘出地形的起伏,排除小型起伏的干扰,展现了宏观尺度的地形变化趋势(图 2d)。图 2a 为东海盆地中央熔融区的 LOLA 地形图,可清晰地看出有一条高程高于周围熔融物的中央山脉(统称之中央隆起线),从图 2b 的坡度图和图 2c 的粗糙度图上可更为清晰的发现这条中央隆起线,在粗糙度图上更是可以清晰发现,以中央隆起线为界限,中央熔融物分为平滑部分和粗糙部分 (Spudis and Martin, 2014),粗糙部分呈线性堆叠状。同时还可看出,实际科迪勒拉山脉并不是理想的圆形,而是在其西南方位略有突起,虽然大部分是由此处两个发生在东海撞击之前隐形撞击坑引起的,但是根据影像数据和撞击坑的形成机制判断,部分是由于东海自身的撞击引起的。

同时从图 2a-c 中都可看出,中央隆起线的延伸方向与突起的延伸方向正好呈垂直关系。这种现象在地球上的部分撞击坑也有,如 Waqf as Suwwan 撞击坑 (Miljković *et al.*, 2013)。同时,在 Davison 的实验模拟中其 45° 撞击模拟也曾出现中央隆起线,其与撞击体撞击的方向垂直 (Davison *et al.*, 2011); 2009 年,Elbeshausen 做了 3D 斜撞击数值模拟,

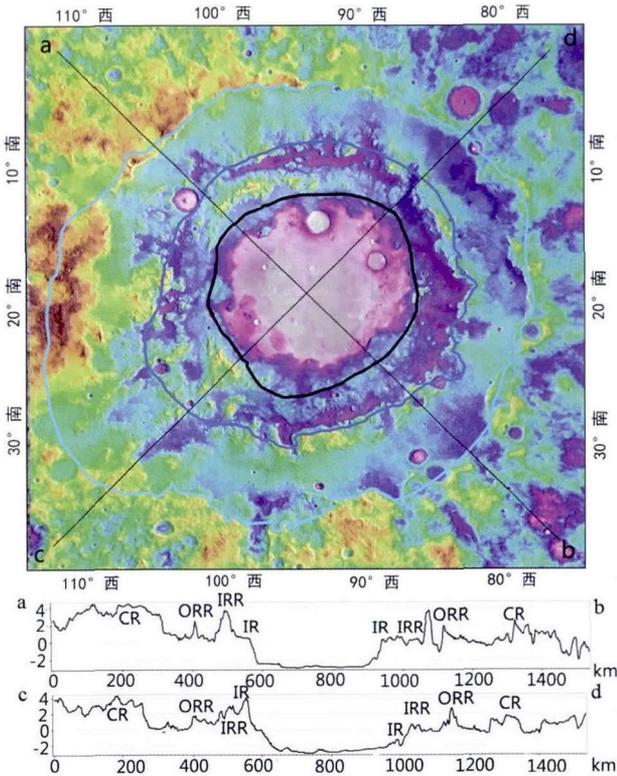


图1 100m 分辨率 LOLA 地形数据及其剖面

Fig. 1 LOLA terrain (100m resolution) data and its profile

在其模拟的撞击下游有瓦状堆叠现象出现,他解释为撞击过程中水平上受力引起的 (Elbeshausen *et al.*, 2009)。综上,虽然在前人关于月球坑的研究中未曾提到中央隆起,但基于大量的理论与实验数据,可证明其存在具有合理性,可推测东海的中央隆起线应是在撞击过程中主要以水平方向的受力为主的挤压堆积而成(图3),此条中央隆起线可作为判断东海盆地撞击方向的一个重要参数。

焦点流基于一定的阈值范围,对在一定范围内的数据值进行汇集,可反应地形的宏观变化。从图2d的焦点流图中可清晰的看出,东海撞击坑溅射物的范围,溅射物除东北方向外其他方向都有所延伸,可分辨的范围纬度 $40^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{S}$,经度 $40^{\circ}\text{W} \sim 160^{\circ}\text{W}$,并且从焦点流图可清晰的发现,西北和东南方向的溅射物呈对称分布,分布轴的方向是西南方向溅射物的延伸方向,这与图2b的坡度图和图2c的粗糙度图上的中央隆起线和西南方位的突起相一致,这都反映东海的撞击方向可能是由东北向西南撞击形成,并且其明显的溅射物分布,是由于低角度撞击引起的。

2.2 东海盆地的光谱特征

对于东海盆地的光谱特征,前人已经做过一定的分析。Spudis *et al.* (1984)通过对地对地基望远镜所获取的月球正面光谱的分析,认为东海盆地位于月球正面的溅射物,其矿物成分以斜长岩质为主。Head *et al.* (1993)利用伽利略号的数

据进行反演,认为东海盆地 Hevelius 建造与 Apollo16 的样品成分类似, Maunder 建造为撞击熔融物,年代小于 Hevelius 建造。近年来,利用 Clementine、IIM、M³ 等高分辨率的多光谱数据,得到广泛应用并且取得了诸多成果。Bussey and Spudis (1997)利用 Clementine 数据和地球上岩石的光谱特征,绘制出了东海盆地的地质单元组分,认为溅射物的组分和内卢克环的组分类似,而 Monts Rook 建造含有更多的镁质岩石,内外卢克山脉含有高纯度的斜长岩。Cheek *et al.* (2013)利用 Hapke 模型对 M³ 高光谱数据进行了混合光谱分解计算,并将东海盆地的斜长岩含量分为3个等级,认为东海盆地最纯的斜长岩(99%~100%)主要分布在430km的内卢克山脉内的 Maunder 建造,是由于撞击造成中央物质熔融又重结晶的结果。同时,其还给出非月海(中央熔融区)的斜长石分布,如图4所示。从图4中,可以看出,斜长石的主要分布区域,最纯的斜长石主要分布在东海的西北和西南区域,尤其西南区域,除内外卢克山脉上有,在科迪勒拉山脉上也有稍许分布,其它两类岩石的分布也在西南区域较为集中,并向外延伸分布,这与地形图中溅射物分布相一致,都为揭示撞击坑的方向提供了参考依据。

另外,目前大部分研究学者在光谱反演时使用的端元矿物的反射率光谱同样来自美国 Brown 大学 Relab 光谱库或 USGS 光谱库数据,端元矿物均为从 Apollo 工程中采集到的真实月壤样品中分离出来的纯净矿物。但是由于实验室环境和月表环境的差异,以及仪器的倾斜角、太阳角、飞行因素等的影响,获取的光谱数据与实验室的光谱图库有一定的差异,目前月球上仅一处校验场,校验精度无从对比,无法像地球遥感那样进行实地校验场校验,因此只能直接从获取的遥感影像中提取各类区域的光谱信息。笔者利用 IIM 多光谱数据,提取东海盆地典型区域的光谱并建立光谱库,仅做相对对比,如图5所示,其数据结果可能更为可靠。Hevelius 建造、Monts Rook 建造、中央隆起线、Maunder 建造粗糙部分、Maunder 建造光滑部分的反照率光谱呈递减趋势,中央峰分布略有差别,说明其是不同类型的物质组成,这与其中的 Fe²⁺ 含量有关,同时可发现中央隆起线的光谱反照率大于 Maunder 建造的反照率,比其两侧物质的反照率均大,而小于周围两个建造的物质,说明中央隆起线的物质可能是熔融体重结晶的结果。

但由于 IIM 多光谱数据分辨率和坏损条带的影响,未能绘制出理想的矿物含量分布图,但可对 IIM 多光谱数据进行 MNF(主成分)变换,经主成分变换后,信息主要集中在前几个波段,分别赋予 MNF3、MNF2、MNF1 红绿蓝,形成假彩色图像,如图6所示,可以更为清晰地看到撞击坑信息和物质信息,通过前人做的研究和经验可大致判断棕色物质为熔融物质亮度较暗分布在盆地中央,蓝色物质为斜长石组成的溅射物质分布于撞击坑边缘位置和周围,黄色物质可能为未被严重破坏的高地物质,粉色位于撞击坑中和周围,可能为挖掘或溅射的物质,通过此图可清晰的展示出撞击坑溅射物质

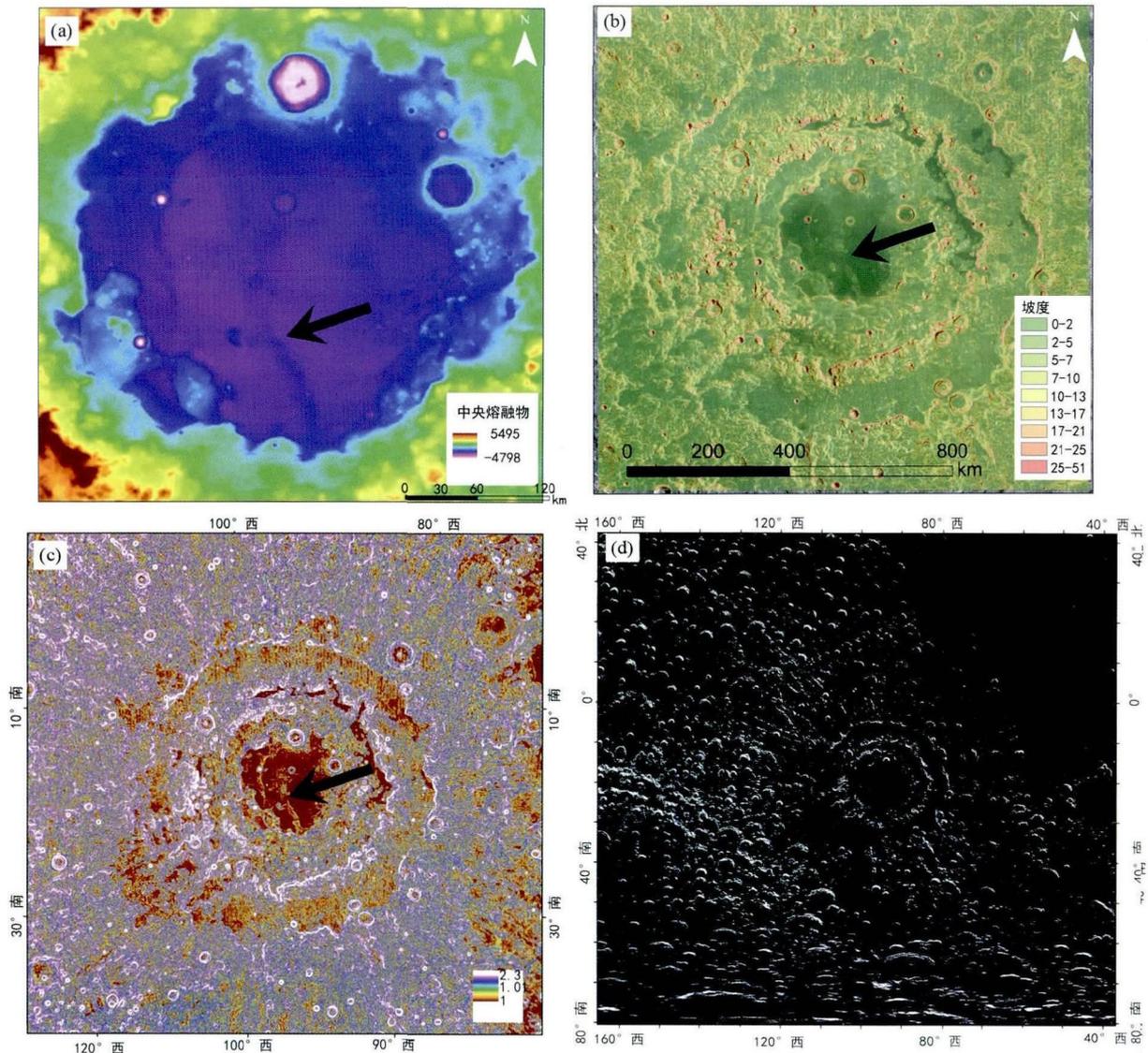


图2 地形分析系列图件

(a) 东海中心的 LOLA 高程图; (b) 坡度图; (c) 表面粗糙度图; (d) 焦点流图

Fig. 2 Series images of topographic analysis of Orientale Basin

(a) LOLA DEM of the center of Orientale Basin; (b) slope image; (c) surface roughness image; (d) the focal flow image

的分布, 可发现蓝色溅射物的主要集中在西南、西北、东北, 而东南位置较少, 这为最后撞击方向的确定提供了理论依据, 也为 3.1 的东海综合图的绘制给予了一定支持。

相信在今后随着技术的精进, 将绘制出质量更好的含量图, 从而会更好得支持本文的理论。

2.3 东海盆地的构造特征

由于月球厚度的变化、壳内各层物质密度和上月幔物质密度的横向变化等深部因素导致重力异常, 撞击坑过程中由于靶岩(行星撞击表面)出现系列的物理效应, 导致在大型撞击坑的平面重力异常呈环状等值线。以往的月球重力场模

型如 LP165P 重力场模型、SGM100h 重力场球谐模型等都是依据地形数据进行反演, 美国新获取的 GRAIL 直接探测得到重力场数据, 相对模型获取的重力场数据更具准确性。

从 GRAIL 的 600 阶重力布格异常数据可看出(图 7a), 东海盆地的重力异常与高程呈现负相关关系, 中央尤为明显的正重力异常, 这与撞击过程中的撞击熔融体的存在有关, 中央的质量瘤正好与理想内环一致, 而在外卢克环外开始为负重力异常。而在正负异常带之间, 分布着一些重力梯度带, 这些重力梯度带可以作为划分构造单元、确定构造边界的标志, 因为它们主要反映区域性的大断裂或不同岩性的接触带。

同时, 对 GRAIL 的 600 阶重力布格异常数据做曲率分析, 得到布格重力异常的平面曲率图和剖面曲率图, 如图 8

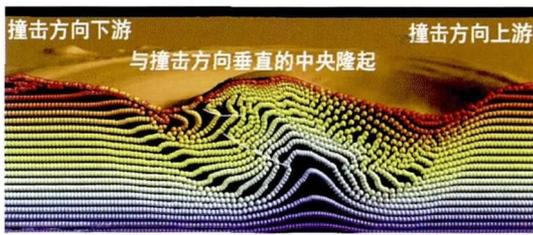


图3 中央隆起线的形成机制示意图

模型表明在45°斜撞击时,由于撞击体低角度倾斜撞击月球表面,造成水平方向上较大的力,使在中央偏下游出现中央隆起并出现类似瓦片状的堆积,参考 Elbeshausen *et al.* (2009)

Fig. 3 Diagram of the formation mechanism of the central uplift line

Modeling shows that the crater collapse starts uprange and progressively shifts downrange at an oblique impact, causing greater force on horizontal direction, which leads to the formation of a central uplift that displays a downrange vergency and contains an imbricated inner structure. For further details concerning model parameters the reader is referred to Elbeshausen *et al.* (2009)

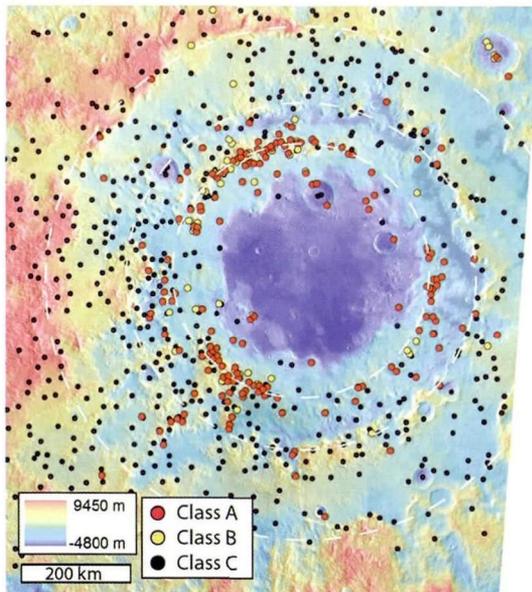


图4 依据 M³ 光谱数据对非月海中心区域的斜长石分类结果图(据 Cheek *et al.*, 2013)

红点所在位置代表斜长石含量在99%~100%的A类斜长石,黄点所在位置代表斜长石含量在96%~98%的B类斜长石,黑点所在位置代表斜长石含量在≤95%的C类斜长石)

Fig. 4 Non-mare locations with strong mineral absorption features, shown classified according to their spectral properties (after Cheek *et al.*, 2013)

Class A (99%~100% plagioclase) are represented by red symbols, and Class B (96%~98% plagioclase) are represented by yellow symbols. The remaining locations (black) are Class C (≤95% plagioclase)

所示。其中剖面曲率是对地面坡度的沿最大坡降方向地面高程变化程度。平面曲率指在地形表面上,具体到任何一点

在地面等高线的弯曲程度。通过分析可知东北位置的平面曲率和剖面曲率都比较大,而西南位置的曲率变化较小,说明东海盆地的西南位置的岩石密度变化不大,而东北位置的岩石密度的变化较大,这与 LOLA 数据做出的月表粗糙度的分布正好相反,这很可能是由于撞击方向是自东北至西南,虽然西南位置由于堆积作用地形起伏较大,但岩石熔融破变质发生的位置主要位于撞击的上游引起的。

同时,通过 GRAIL 数据还可估算撞击过程中形成的熔融体的大小,为撞击能量的估算提供理论依据。

Wieczorek *et al.* (2013)假设月亮和月幔厚度不同(月亮为 2550kg/m³,月幔为 3220kg/m³)利用 GRAIL 数据进行地壳厚度反演,得到月球月亮厚度分布,但是其未考虑撞击时产生的撞击熔融体,其结果也许适用于高地地区的斜长岩但是不适用于撞击熔融体;在东海撞击体中心,如果考虑撞击熔融体的影响,假设撞击熔融体的密度为 2720kg/m³,则月亮厚度将增加约 25%。Kiefer *et al.* (2015)对高精度 GRAIL 数据进行分析,结合 LOLA 数据得到了东海盆地的地体密度分布,其在模型中假设地壳厚度为 2550kg/m³,月幔密度为 3220kg/m³,熔融体的厚度为 10km,则与其适应的熔融体密度为 2720kg/m³(图 7b)(Kiefer *et al.*, 2015),进而可计算出熔融体的体积约为 1.1 × 10⁶ km³,占东海盆地内部物质的 25%。

Miljković *et al.* (2015)的工作说明在撞击过程中撞击体熔融后很可能发生重结晶及莫霍面抬升作用。重力异常是莫霍面抬升和撞击体熔融综合作用的结果,又由于未有研究发现东海中心有橄榄石的分布,因此可推测在东海发生了莫霍面抬升并且表面出现了重结晶,撞击未穿透月幔层,可作为撞击过程的条件假定的参考。

相信随着重力场精度的增加和重力解译方法的精进,会得出更精确的关于月幔和熔融的方向与受力有关的依据,这些将有可能更精确的推测出冲击波的在各个方向上强度,可更精确判断出撞击的方向,溅射物的厚度,为撞击条件的假定提供更充分的依据。

3 东海盆地的撞击条件探讨

3.1 东海撞击盆地的撞击角度和方向的重新厘定

通过对上述三种类型数据的融合解译,可获得东海盆地三大建造(图 9a),主要包括东海理想撞击环、溅射物的主要单元、线性构造、中央隆起线。(1)绘制出理想的撞击环,其中内卢克环、外卢克环、科迪勒拉环、外科迪勒拉环的范围和大多数学者的研究一致,唯一不同的是最外部的撞击环,通过 2.1 节中的焦点流图(图 2d),可清晰地看出其溅射影像范围是纬度 40°N~70°S,经度 40°W~160°W,这是东海撞击时可能影响的范围,虽然现在能保留下来的证据很少;(2)针对 Hevelius 建造(主要溅射物分布区域),根据多源数据的融合结果,将 Hevelius 建造分为科迪勒拉山脉内及附近

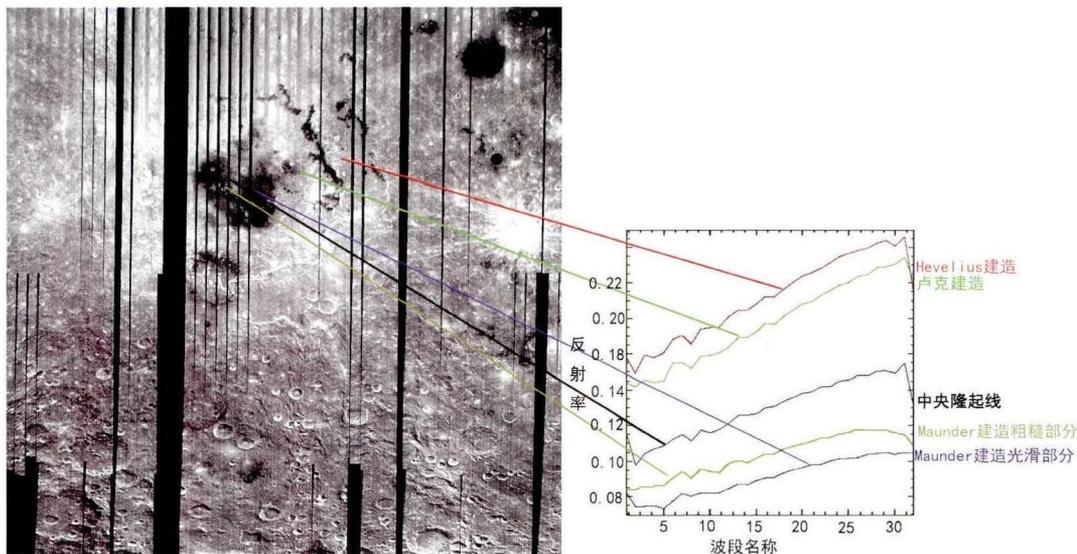


图5 IIM 光谱数据上各典型区域的特征光谱

Fig.5 The characteristic spectrum of IIM spectral data of Orientale typical area

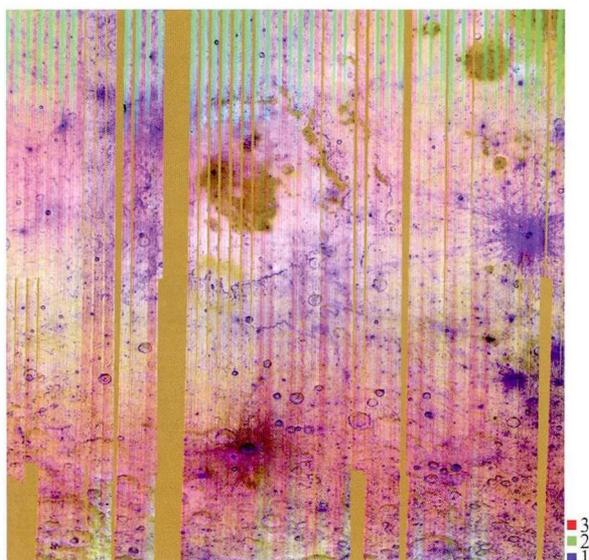


图6 IIM 数据的主成分分析图

Fig.6 The image of the principal component analysis of IIM data

的 Hevelius 建造连续区域及距科迪勒拉山脉 1000km 范围的 Hevelius 建造不连续区域(其上有次级撞击坑、一些线性构造),不连续区域的分布范围可明显看出溅射物的分布,虽然与前人的绘制的东海图产生较大分异,但是这是基于事实数据的真实反映;(3)通过影像数据和 GRAIL 数据反演的月亮厚度图,还发现在边缘位置是有包围着东海的弧度的信息(图 9b),这很可能是东海撞击的残留的信息,只是被后期的岩浆事件掩埋,不再那么清晰;(4)依据 LRO 影像数据、LOLA 高程数据、GRAIL 重力数据等绘制出部分可能与东海

撞击有关的线性构造如断裂、月岭及月谷等;(5)根据线性构造分布及地形光谱数据的解译,东海盆地中央隆起线的存在是不争的事实,将其简化即可绘制成图 9c 中的中央隆起线。

依据东海盆地溅射物和线性构造,可绘制出东海撞击时各方位理想化的受力分布玫瑰图,如图 9c 所示,其中红色线为理想化的中央隆起线。经测量,其走向为 NW-SE,与东海盆地的撞击方向垂直,即东海是撞击体自东偏南 20°~30°的撞击月表形成的,这是对东海盆地撞击条件推测上的一重大突破,这与张福勤等(2010)一些的研究不尽相同,这是由于其单方面考虑影像和地形数据进行判别的错误判断。

根据图 9b 中的溅射物分布并结合目前国际上比较认可的对行星中的斜撞击坑的研究,可对斜撞击的角度进行理论推测:首先根据 Shultz(1992)、Pierazzo and Melosh(2000)的研究成果,当斜撞击角度小于 45°时开始出现不对称分布,小于 15°时会出现溅射物呈现蝴蝶型分布的斜撞击理论,结合东海的溅射物分布形态,东海的撞击角度应介于 15°~45°之间,比对他们出的不同角度的斜撞击模拟,可进一步推测东海撞击角度介于 15°~30°之间;其次,发现的东海溅射物的分布更其接近于 Davison *et al.*(2011)实验室及 3D 模拟的 20°斜撞击的溅射物分布,并且其具有和东海类似的位于月海中央区的撞击方向下游的物质堆叠;同时,还发现东海的溅射物分布与 Kenkmann *et al.*(2014)统计出的火星上位于 2.29°N 64.83°E 的撞击坑的溅射物分布及其相似,其撞击角度介于 20°~35°,那么东海的撞击角度很可能也介于 20°~35°。综上,东海撞击坑的撞击角度为 20°~30°,这与 Schultz and Papamarcos(2010)认为东海的斜撞击角度 15°~30°基本一致,但进一步缩小范围。

3.2 撞击体大小和速度的探讨

近些年来,随着数值模拟技术的发展,利用数值模拟来

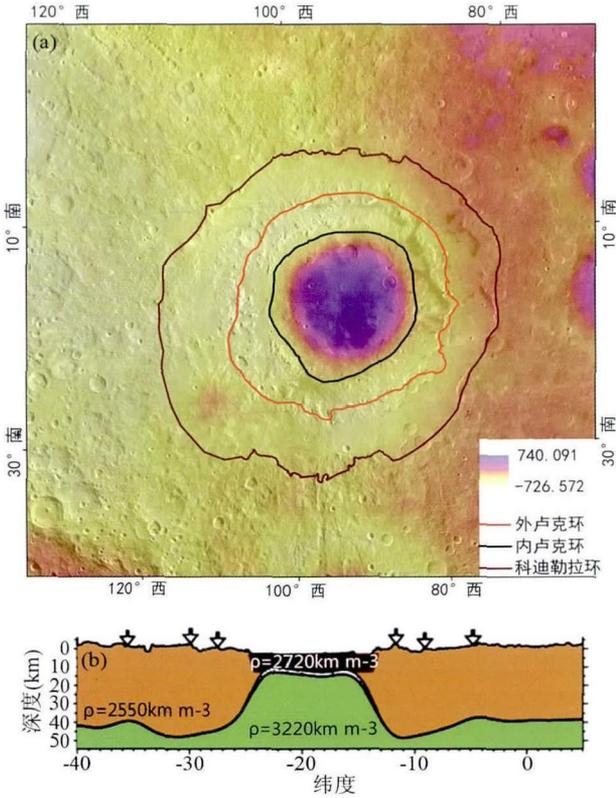
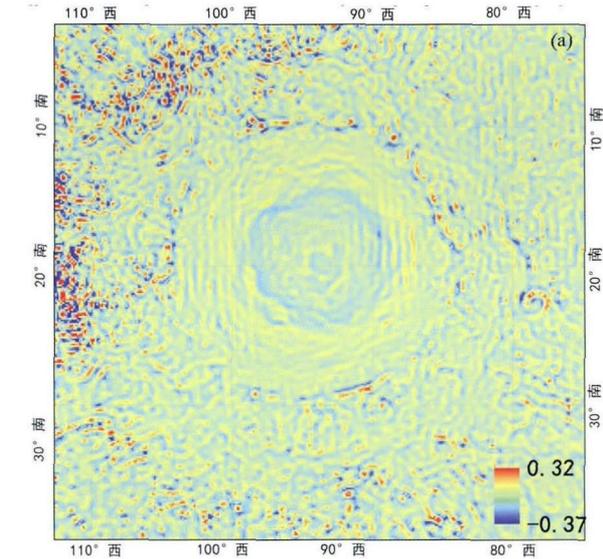


图7 东海的 GRAIL 数据 (a) 及结合 GRAIL 数据和 LOLA 数据获取的东海地壳结构的横截面参考 (b) (据 Kiefer *et al.*, 2015)

黄色代表月壳,浅绿色代表月幔,红色代表熔融体

Fig. 7 The GRAIL data of Orientale (a) and the cross-section of Orientale's crustal structure from GRAIL and LOLA (b) (after Kiefer *et al.*, 2015)



研究其形成的学者越来越多。通过理论计算与垂直数值模拟, Stewart (2011) 认为东海是一个直径 100km 撞击体 10.6km/s 速度撞击月球表面形成,产生的能量相当于撞击能量 15×10^{25} J; 而 Potter *et al.* (2013a) 认为东海盆地是一个直径 50 ~ 80km 撞击体以约 15km/s 的速度撞击而成,产生的动能约为 $2 \times 10^{25} \sim 9 \times 10^{25}$ J; Blair 利用数据有 GRAIL 重力数据和 LOLA 地形数解释东海重力异常, Blair *et al.* (2013) 认为东海是直径 70km 的撞击体以 15km/s 的速度撞击月表形成; Zhu *et al.* (2015) 通过 LOLA 数据的地形分析和 GRAIL 数据的月壳厚度图分析,认为东海盆地是由一个 100km 的撞击体以 12km/s 的速度撞击月表形成。但他们都是垂直撞击的数值模拟,能量等计算上存在偏差。

撞击体的大小与熔融体的大小、溅射物的分布有关, 如果将撞击模型简化,可认为撞击体的直径约为熔融体直径的 1/5 (Johnson and Melosh, 2014)。另外,依据能量守恒定律,进而估计撞击体的速度;也可通过计算撞击坑熔融体、溅射物的分布范围,估算产生的能量、溅射物的速度等,它们之间的关系是:

$$d_0 \approx 0.14 \left(\frac{v_{ej}}{V_{imp}} \right)^{-0.81 \pm 0.015} \left(\frac{R_{imp}}{V_{imp}} \right)^{\frac{2}{3}}$$

其中 d_0 为熔融体的直径, v_{ej} 为溅射物的速度, V_{imp} 为撞击体的速度, R_{imp} 为撞击体的半径,而当 v_{ej} 为 12km/s 时溅射物的质量 $M_{ej} \propto v_{ej}^{-5.0 \pm 0.1}$, 当为 20km/s 时 $M_{ej} \propto v_{ej}^{-4.8 \pm 0.1}$ 。

综上,再考虑上斜撞击的影响,可推算出撞击东海盆地的撞击体的直径 50 ~ 100km,速度约为 10 ~ 30km/s,这与 Potter *et al.* (2013a)、Zhu *et al.* (2015) 的推测结果大体一致。

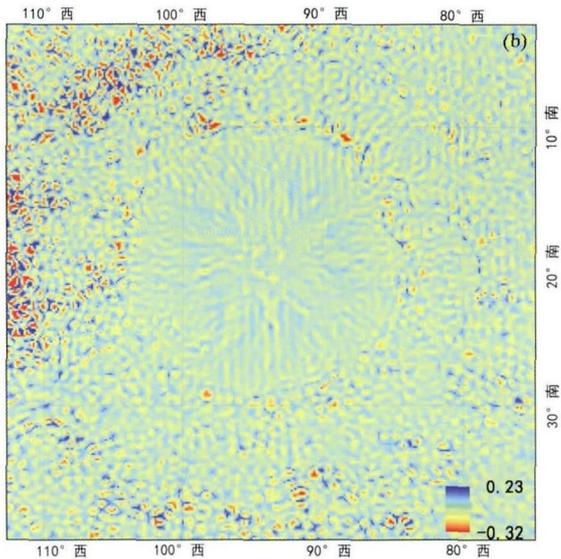


图8 600阶 GRAIL 数据的曲率分析图 (a)剖面曲率;(b)平面曲率

Fig. 8 600 order GRAIL data curvature analysis diagram (a) the profile curvature; (b) the surface curvature

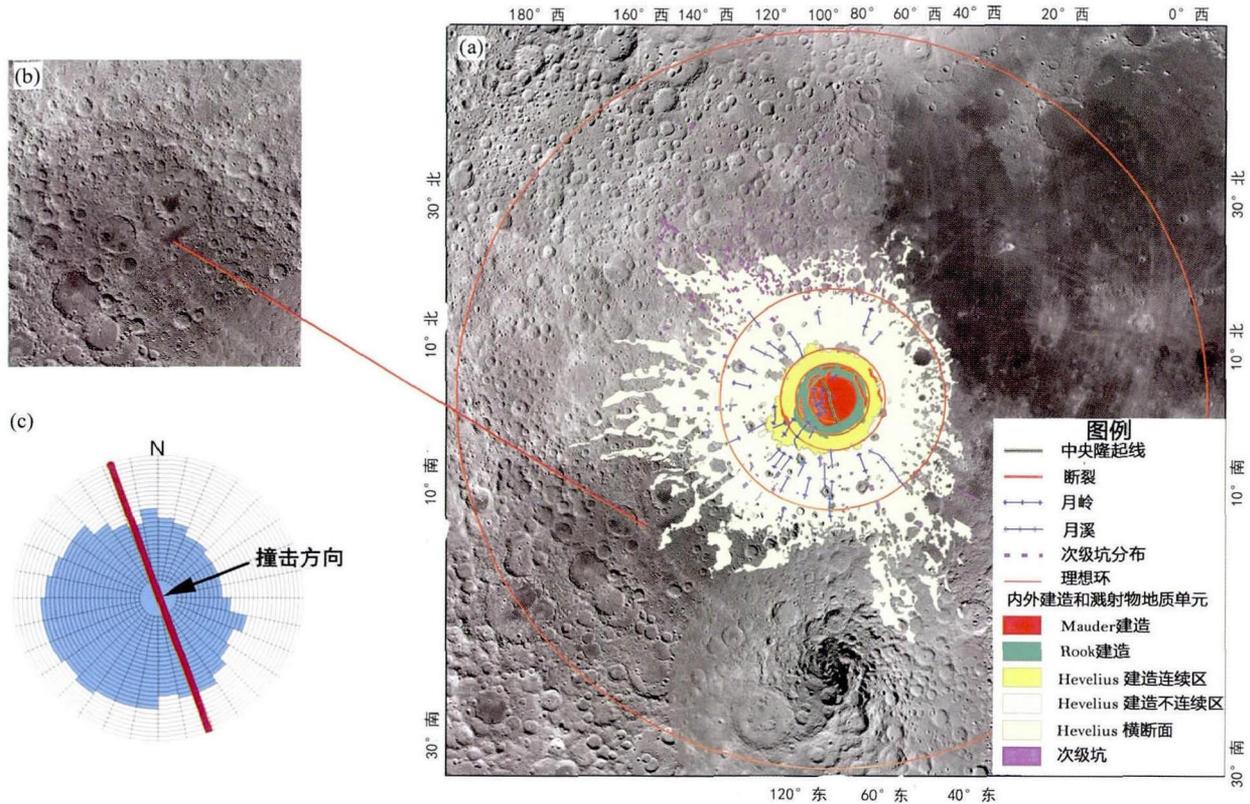


图9 东海盆地综合解译图

(a)结合三类数据画出的东海盆地溅射物的分布、三大建造、部分线性构造图(底图为LRO数据);(b)图(a)西南位置不连续溅射物区域时的参考示意;(c)东海撞击方向示意图(东海理想斜撞击方向(黑色箭头),中央隆起线(红色),接近垂直时的受力(蓝色))

Fig. 9 Comprehensive interpretation of the Orientale Basin

(a) the structure map of Orientale Basin with the LRO image as background, it contents the ejecta distributions, the formations and parts of line structure; (b) the LRO image, which is the judgment of the discontinuous impact ejecta area; (c) the Orientale Basin impact direction molding (black represents the impact direction red line for the central uplift line NE-SW, and blue area is the impact strength distribution)

4 结论

本文通过多源数据融合的综合分析,得到以下结论:

(1)发现在东海中央熔融区存在一条与东海撞击方向垂直的中央隆起区域,是中央熔融区的粗糙部分与光滑部分的分界线,提出其形成的原因可能是撞击过程冲击波的堆积作用;

(2)绘制完成全新的东海盆地溅射物分布图,并绘制出东海的部分线性结构;

(3)根据中央隆起线(隆起区域简化成线)、溅射物及线性构造的分布特征,提出东海盆地自东偏北约 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 方向的撞击形成;

(4)根据理论估算,认为东海是一直径在 $50 \sim 100\text{km}$ 的撞击体以 $10 \sim 30\text{km/s}$ 的速度以 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 的角度斜撞击月表形成的。

笔者仅是根据理论和数据的解译的结果,接下来的工作将进行数值模拟和实验模拟的验证。另外,如果考虑到月球

的逃逸速度为 2.4km/s ,其中一定有一部分溅射物在溅射出时获取的速度大于逃逸速度,因而可能导致计算的结果偏小。相信随着月球数据的发展,和成坑机制的更多理论的发展,东海撞击坑形成的面纱将一步步为行星研究者们揭开,从而为其他大型盆地的撞击机制提供更好理论与技术支持。

致谢 本文所用的LOLA数据和GRAIL数据取自美国NASA PSD Geoscience Node Data中心,IIM数据来自嫦娥一号数据的成果;论文是在中科院地化所月球与行星中心的诸位老师和同学的帮助下完成的;在此一并表示感谢。

References

- Blair DM, Johnson BC, Freed AM, Melosh HJ, Neumann GA, Solomon SC and Zuber MT. 2013. Modeling the origin of the orientale basin mascon. In: 44th Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. Woodlands, Texas; 2821
- Blair DM, Johnson BC, Freed AM and Melosh HJ. 2014. Modeling the geophysical history of very large impact basins: The gravity anomalies of the Orientale basin. In: 45th Lunar and Planetary Institute Science

- Conference Abstracts. Woodlands, Texas: 2105
- Bussey DBJ and Spudis PD. 1997. Compositional analysis of the Orientale Basin using full resolution Clementine data: Some preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 24 (4): 445-448
- Cheek LC, Donaldson Hanna KL, Pieters CM, Head JW and Whitten JL. 2013. The distribution and purity of anorthosite across the Orientale Basin: New perspectives from Moon Mineralogy Mapper data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(9): 1805-1820
- Davison TM, Collins GS, Elbeshhausen D, Wünnemann K and Kearsley A. 2011. Numerical modeling of oblique hypervelocity impacts on strong ductile targets. *Meteoritics & Planetary Science*, 46 (10): 1510-1524
- Elbeshhausen D, Wünnemann K and Collins GS. 2009. Scaling of oblique impacts in frictional targets: Implications for crater size and formation mechanisms. *Icarus*, 204(2): 716-731
- Hartmann W and Kuiper G. 1962. Concentric structures surrounding lunar basins. *Communications of the Lunar and Planetary Laboratory*, 1(Part 1): 51-66
- Head JW. 1974. Orientale multi-ringed basin interior and implications for the petrogenesis of lunar highland samples. *The Moon*, 11(3): 327-356
- Head JW, Murchie S, Mustard JF, Pieters CM, Neukum G, McEwen A, Greeley R, Nagel E and Belton MJS. 1993. Lunar impact basins: New data for the western limb and far side (Orientale and South Pole-Aitken basins) from the first Galileo flyby. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991-2012), 98(E9): 17149-17181
- Head JW. 2012. Lunar orientale basin: Characterization and insights into multi-ringed basin formation. In: 2nd Conference on the Lunar Highlands Crust. LPI Contributions No. 1677. Bozeman, Montana: 23-24
- Head JW III, Fassett CI, Kadish SJ, Smith DE, Zuber MT, Neumann GA and Mazarico E. 2010. Global distribution of large lunar craters: Implications for resurfacing and impactor populations. *Science*, 329(5998): 1504-1507
- Johnson BC and Melosh HJ. 2014. Formation of melt droplets, melt fragments, and accretionary impact lapilli during a hypervelocity impact. *Icarus*, 228: 347-363
- Kenkmann T, Poelchau MH and Wulf G. 2014. Structural geology of impact craters. *Journal of Structural Geology*, 62: 156-182
- Kiefer WS, Macke RJ, Britt DT, Irving AJ and Consolmagno GJ. 2015. The density and porosity of lunar impact breccias and impact melt rocks and implications for gravity modeling of impact basin structure. In: Workshop on Early Solar System Impact Bombardment III. Houston, Texas: 3004
- Melosh HJ. 1989. Impact cratering: A geologic process. In: Research Supported by NASA. New York: Oxford University Press (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 11), 1-253
- Miljković K, Wieczorek MA, Collins GS, Laneuville M, Neumann GA, Melosh HJ, Solomon SC, Phillips RJ, Smith DE and Zuber MT. 2013. Asymmetric distribution of lunar impact basins caused by variations in target properties. *Science*, 342(6159): 724-726
- Miljković K, Wieczorek MA, Collins GS, Solomon SC, Smith DE and Zuber MT. 2015. Excavation of the lunar mantle by basin-forming impact events on the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 243-251
- Pierazzo E and Melosh HJ. 2000. Hydrocode modeling of oblique impacts: The fate of the projectile. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(1): 117-130
- Potter RWK, Kring DA, Collins GS, Kiefer WS and McGovern PJ. 2013a. Orientale basin: Formation processes and structure inferred from hydrocode modeling. In: Proceedings of the Conference on Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution V. LPI Contributions No. 1737. Sudbury, Canada: 3026
- Potter RWK, Kring DA, Collins GS, Kiefer WS and McGovern PJ. 2013b. Numerical modeling of the formation and structure of the Orientale impact basin. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(5): 963-979
- Schultz P and Papamarcos S. 2010. Evolving Flowfields from Imbrium and Orientale Impacts. In: 41st Lunar and Planetary Science Conference. Woodlands, Texas: 2480
- Scott DH and McCauley JF. 1977. Geologic map of the west side of the Moon. Reston: US Geological Survey, 1-19
- Shultz PH. 1992. Atmospheric effects on ejecta emplacement and crater formation on Venus from Magellan. *Journal of Geophysical Research*, 97(E10): 16183-16248
- Spudis P and Martin D. 2014. Composition of the deposits of the lunar orientale basin. In: 45th Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. Woodlands: Texas, 1469
- Spudis PD, Hawke BR and Lucey P. 1984. Composition of orientale basin deposits and implications for the lunar basin-forming process. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 89(S01): C197-C210
- Stewart S. 2011. Impact basin formation: The mantle excavation paradox resolved. Lunar and Planetary Science Conference, 1633
- Vaughan WM, Head JW, Wilson L and Hess PC. 2013. Geology and petrology of enormous volumes of impact melt on the Moon: A case study of the Orientale basin impact melt sea. *Icarus*, 223(2): 749-765
- Wieczorek MA, Neumann GA, Nimmo F *et al.* 2013. The crust of the moon as seen by GRAIL. *Science*, 339(6): 671-675
- Wilhelms DE, John F and Trask NJ. 1987. The geologic history of the Moon. Professional Paper, 1348: 1-302
- Zhang FQ, Li L, Zou YL, Liu JZ, Liu JJ, Zheng YC, Miao LC, Wang SJ, Lin YT, Liu DY and Ouyang ZY. 2010. Lunar tectonic evolution: A conceptual basis for interpreting the lunar photographic images achieved by ChangE orbiter. *Geochimica*, 39(2): 110-122 (in Chinese with English abstract)
- Zhu MH, Wünnemann K and Potter R. 2015. New estimates of the orientale basin impactor size from modeling of the ejecta thickness distribution. In: 46th Lunar and Planetary Science Conference. NASA Planetary R&A Townhall, 1770
- Zuber MT, Smith DE, Goossens SJ, Andrews-Hanna JC, Head JW, Kiefer WS, Asmar SW, Konopliv AS, Lemoine FG and Matsuyama I. 2015. Gravity field of the orientale basin from the gravity recovery and interior laboratory (GRAIL) mission. In: 46th Lunar and Planetary Science Conference. NASA Planetary R&A Townhall, 1447

附中文参考文献

- 张福勤, 李春来, 邹永廖, 刘建忠, 刘建军, 郑永春, 苗来成, 王世杰, 林杨挺, 刘敦一, 欧阳自远. 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