月球南极阿蒙森(Amundsen)地区地质特征及演化历史研究

张玉征，乔乐，陈剑，张江，李勃，凌宗成

山东大学 山东省光学天文与日地空间环境重点实验室 空间科学与物理学院 空间科学研究院, 威海 264209

摘 要：直径约103 km的阿蒙森（Amundsen）撞击坑是月球南极地区最显著的地貌特征之一，该撞击坑底部发育有大面积的平原地貌及永久阴影区，且存在氢元素的富集，是开展月球南极地区挥发分着陆探测的重要候选着陆区之一，然而对该区域仍缺乏聚焦性的区域地质特征及演化历史研究。面向未来月球极区着陆探测需求，本文利用地形、光谱、光照条件等多源高分辨率遥感探测数据，对阿蒙森地区的地质背景信息及详细地质特征进行了系统性研究。阿蒙森坑地形特征保存较为完好，为月表典型的复杂撞击坑之一，其坑底分布了面积超过2000 km^2的平原地貌，平均坡度小于5°。基于物质成分及反照率分析，本文发现这些坑底平原具有高反照率、贫铁元素的特征，显著不同于月海平原，说明其可能是来自薛定谔盆地的溅射物，而不是火山喷发产物。同时，阿蒙森地区还表现出氢元素的富集，水冰探测潜力较大。本文还绘制了阿蒙森地区大比例尺地质图，并梳理了区域多期次地质演化历史。通过与嫦娥四号任务着陆区所在的冯·卡门坑底月海平原对比，本文认为阿蒙森坑底平原具备开展着陆探测的地形条件，但是其特殊的光照、温度及物源特征也为开展着陆原位探测带来了科学机遇和技术挑战。

关键词：阿蒙森撞击坑，月球极区，永久阴影区，挥发分，地形地貌，地质演化

中图分类号：P2

引用格式：张玉征,乔乐,陈剑,张江,李勃,凌宗成.2025.月球南极阿蒙森(Amundsen)地区地质特征及演化历史研究.遥感学报,29(2):506-523

Zhang Y Z, Qiao L, Chen J, Zhang J, Li B and Ling Z C. 2025. Geological characteristics and evolution history of the Amundsen Crater at the south polar region of the Moon. National Remote Sensing Bulletin, 29(2):506-523

[DOI:10.11834/jrs.20244014]

1 引 言

由于月球的自转轴与黄道面法线的夹角仅约为1.5°，月球极区（一般认为是纬度大于80°的区域）一些撞击坑内部等低洼地区长久不会被太阳光照射，形成所谓的永久阴影区PSRs（Permanently Shadowed Regions）。这些永久阴影区只能够接受来自外部空间和月球内部非常微弱的热量，导致其常年可以保持极低的温度（<110 K），使得水冰等挥发分物质的挥发速率非常低，可以长时间（上亿年尺度）地保存下来，成为水冰等挥发分的“冷陷阱”（cold traps）（Watson等，1961；Paige等，2010）。这些极区挥发分可能记录了月球乃至地月系统挥发分的源区信息及迁移历史，所以成为月球与行星科学领域的重要科学问题，同时，这些挥发分还能为月面长期驻留、月球基地建设提供宝贵的原位资源，资源利用潜力突出，成为各国深空探测的热门目标（National Research Council，2007）。在以往的月球探测与研究中，已经从遥感（包括地基、近地轨道、月球轨道等多种平台）、月面原位测量、样品分析、理论/实验模拟等多个角度对月球极区可能存在的挥发分物质开展了大量分析，逐渐深化了我们对月球极区挥发分物质的科学认知（Lawrence，2017；Lucey等，

收稿日期：2024-01-09；**预印本：**2024-04-18

基金项目：国家重点研发计划(编号:2019YFE0123300)；国家自然科学基金(编号:42241107)；山东大学(威海)青年学者未来计划(编号:202207)

第一作者简介：张玉征，研究方向为月球遥感与地质学。E-mail：yuzhengzhang@mail.sdu.edu.cn

通信作者简介：乔乐，研究方向为月球地质学。E-mail：leqiao@sdu.edu.cn

2022；Hurley 等，2023）。月球极区挥发分的来源可主要分为3种类型：火山活动等内动力作用释放的气体（Crotts 和 Hummels，2009）、太阳风等空间辐射环境植入的挥发分以及含水小天体（小行星、彗星等）撞击月表带来的挥发分（Lucey，2009）。月球永久阴影区长时间保持的极低温度，为这些挥发分的长期保存提供了环境条件。

首次对月球极区挥发分进行直接探测是1994年Clementine 绕月探测任务开展的雷达测量实验（Nozette 等，1994），但是 Clementine 任务雷达探测 的水冰解译结果存在较大争议，受到了月表粗糙度、石块分布等因素的综合影响（Nozette 等，1996）。Spudis 等（2010，2013）分析了月船一号（Chandraayan-1）Mini-SAR 和月球勘察轨道飞行器（LRO）Mini-RF 获取的月表雷达探测数据，发现月球某些撞击坑具有较高的圆极化比率 CPR（Circular Polarization Ratio）值，认为可能是由水冰引起的，但是后续分析认为水冰的存在并不是引起 CPR 值异常的唯一原因，较高的岩石丰度也可能引起高 CPR 值（Fa 和 Cai，2013）。

氢元素丰度的测量对于水冰的探测具有重要意义，氢元素丰度可以使用中子谱技术在月球轨道进行遥感测量。首次利用中子测量月球永久阴影区中氢元素是由美国宇航局1998年发射的月球勘探者号（Lunar Prospector）任务实现的，数据分析表明月球南北极地区氢元素丰度较高的位置主要出现在永久阴影区（Elphic 等，2007；Teodoro 等，2010）。之后 LRO 中子谱仪（LEND）得到的数据进一步证实了 PSR 及其附近区域确实存在氢元素的富集，当量水（water equivalent hydrogen，即假设 H 元素全部以水分子形式赋存），丰度达0.5—4 wt.%（Mitrofanov 等，2010）。

基于上述原因，多个国际航天组织正在积极规划对月球南极地区进行无人及载人着陆探测，包括中国的嫦娥七号、中俄联合倡议的国际月球科研站、美国的 Artemis 任务等。然而，由于月球极区非常特殊的环境与地理条件，包括崎岖的地形、极低的温度、山体遮挡导致的阴影区域及对地通信困难等，开展月球极区着陆探测仍存在诸多挑战，所以选择优良的着陆区域就显得尤为重要。同时，在着陆探测之前，开展详细的着陆区地质学研究，也可为任务规划与实施提供重要科学支撑。

相比以往很多月面探测任务着陆点所在的月海平原地区，月球南极地区尚未发现火山活动的证据，缺乏大面积平坦的月海平原，整体崎岖不平（图1及图2），这为着陆探测提出了一定挑战。值得注意的是，在月球南极地区一些大型（直径达一百多公里）撞击坑底部，发育有非常平坦的平原地貌特征，比如阿蒙森（Amundsen）撞击坑内的坑底平原。该撞击坑直径约为 103 km，形成于酒海纪时期（Wilhelms 等，1979），是月球南极地区最显著的撞击构造之一。该坑底部有大量永久阴影区，面积最大可达 375 km^2，且存在光照相对充足的区域，拥有较多的平坦区域，对于开展月球极区挥发分着陆探测潜力较大。

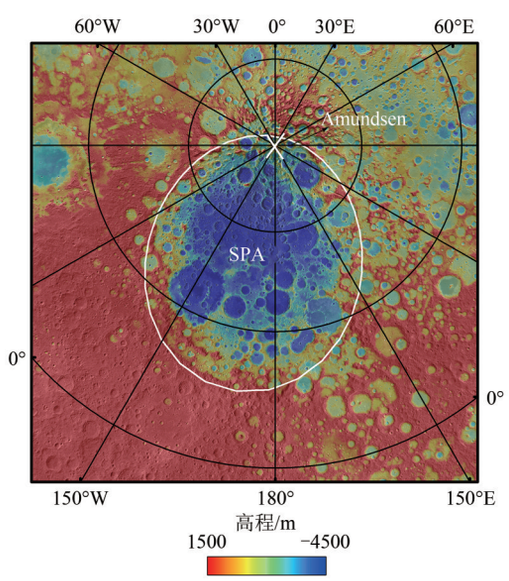


图1 月球南极—艾肯（SPA）盆地地形图及阿蒙森撞击坑所在的位置（底图为 LOLA 高程地形（分辨率 64 像素/(°)）叠加在 LROC WAC 影像上，白色椭圆代表南极—艾肯盆地边缘，白色×号代表南极点）

Fig. 1 Topographic map of the Moon's South Pole-Aitken (SPA) basin and the location of Amundsen crater (The base map is LOLA topography (64 pixels/degree) overlain on LROC WAC image, the white oval represents the rim location of the SPA basin, and the white cross sign represents the lunar south pole)

虽然这些坑底平原相比月球正面的月海（如嫦娥三号、嫦娥五号着陆区分别所在的雨海、风暴洋）规模小很多，但仍可为月面着陆及巡视探测提供良好的地形条件。前人研究也已经注意到了这些坑底平坦地形的着陆探测价值，比如 Lemelin 等（2014）在遴选月球极区挥发分着陆探测高价值着陆点时，就选择阿蒙森坑底作为优先

着陆区之一，并开展了巡视及采样探测路径规划分析，在中俄联合发布的国际月球科研站路线图和合作伙伴指南视频中，阿蒙森撞击坑也被选择为3个候选着陆点之一（https://www.cnsa.gov.cn/n6758823/n6758844/n6760386/n6760390/c6827445/content.html［2024-01-09］）。对于这些具有坑底平原的撞击坑，前人也开展了初步的研究（Qiao等，2019b；Hu等，2023），但是仍缺乏聚焦性的区域地质特征及演化历史研究，也进一步限制了对其着陆探测价值的认识。

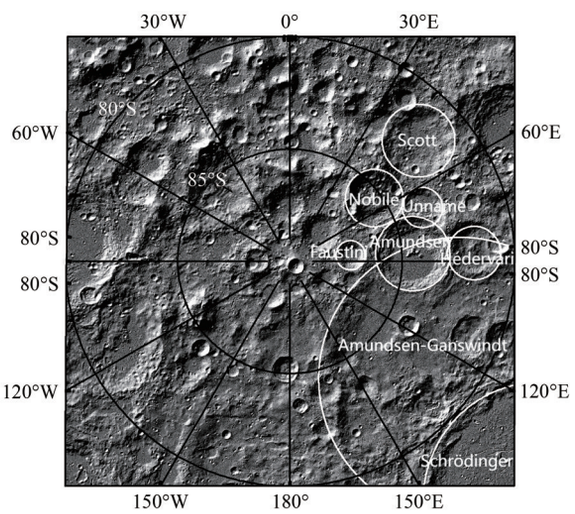


图2 月球南极地区基于LOLA高程数据（20 m/像素）制作的山体阴影图（白色圆圈标识了阿蒙森坑周围分布的主要撞击构造）

Fig. 2 LOLA DEM-derived (20 m/pixel) hillshade map of the south polar region of the Moon (The white circles mark the rim positions of Amundsen and adjacent craters)

为服务未来月球极区着陆探测任务，本文聚焦于月球极区阿蒙森撞击坑，利用多源高分辨率遥感探测数据，对该区域地质背景信息、地形地貌、物质成分、光照条件、表面温度等地质及物理特征进行了系统性研究，绘制了区域大比例尺地质图，梳理了区域地质演化历史，并探讨了其对未来月球探测的启示意义。

2 数据及方法

本文首先使用LRO激光高度计（LOLA）地形数据（20 m/像素；Smith等，2010）及相关衍生数据产品（山体阴影图、坡度、粗糙度等），辅以LRO广角相机（WAC）获取的月球极区最小阴影影像拼图（summer mosaic，100 m/像素）（Speyerer等，2020），分析了阿蒙森撞击坑及周围区域的地形与地貌特征。由于在月球极区，太阳高度角总是很低，大部分区域由于地形遮蔽，无法被太阳光照射，导致常规被动成像探测难度较大，成像结果存在很多阴影区域，而激光高度计作为一种主动遥感探测手段，可以克服这个问题，所以本文主要使用LOLA地形、激光反照率（1064 nm波长）数据及相关衍生数据开展地形地貌分析。本文还使用LRO Diviner热红外辐射计获取的月球南极地区夏季最高温度数据（Williams等，2019），对阿蒙森地区水冰稳定存在区域进行了分布制图和地质特征研究。

在着陆探测中，光照条件直接影响到探测器的能源利用、热控设计等任务关键指标，所以本文使用基于LOLA地形计算的月球南极极区的平均光照条件数据（120 m/像素；在18.6年的月球岁差周期中，月表被太阳光照时间占总时间的百分比，数值为0表示该地区是永久阴影区）（Mazarico等，2011），分析了阿蒙森地区的太阳光照情况。另外，本文还使用月球勘探者号中子谱仪数据来分析阿蒙森地区的氢元素含量及其分布，利用月球勘探者号伽马射线谱仪（GRS）数据进行铁元素丰度分析。最后，本文综合了遥感数据分析结果，绘制了区域大比例尺地质图，并梳理了区域地质演化历史，探讨了其对未来月球极区探测的启示意义。

3 区域地质背景

相比月球正面的月海地区，月球南极的地形崎岖不平，主要形貌包括尺寸各异的撞击坑及撞击盆地。月球南极极区最主要的形貌构造当属南极—艾肯（SPA）盆地（图1白色椭圆内部），作为月球上最大的撞击构造，其深刻塑造了月球南极极区的地质特征。南极—艾肯撞击事件形成了尺寸达2400 km×2050 km的坑沿构造（Garrick-Bethell和Zuber，2009），而阿蒙森撞击坑即位于南极—艾肯盆地坑沿区域，中心坐标为85.7°E，84.5°S。基于其非常退化的地形特征及地层交切关系，一般认为南极—艾肯是月球上最古老的撞击盆地（Wilhelms等，1987；Fassett等，2012；Orgel等，2018），年龄可能超过42亿年（Garrick-Bethell和Miljković，2018）。阿蒙森撞击坑中心距离南极—

艾肯盆地中心（53°S，169°W）约1200 km。由于南极—艾肯盆地的坑沿地形明显高于盆地内部，所以阿蒙森撞击坑的高程相对较高。

阿蒙森撞击坑周围分布了几个大型撞击构造（图2），这些撞击构造表现出明显的地层叠覆关系，指示了多期次撞击事件。阿蒙森撞击坑东部（图2右下部分）地形比较平坦，主要由阿蒙森—甘斯文特（Amundsen-Ganswindt；非IAU正式名称）盆地底部和薛定谔（Schrödinger）撞击盆地溅射物构成。阿蒙森—甘斯文特盆地中心位于123.3°E，81°S，直径约为379 km，大约形成于前酒海纪（Krasilnikov等，2023），该盆地的坑沿构造保留程度较差，说明其非常古老，经历了长时间的地形退化过程。该盆地底部地形较为平坦，没有观测到明显的峰环或多环构造，可能是由于在该盆地形成之后，盆地内部又经历了大量的撞击事件，原始的盆地底部形貌特征被破坏，这其中较大的撞击坑包括古老的海代尔瓦里（Hédervári）撞击坑、酒海纪形成的阿蒙森撞击坑（Deutsch等，2020；Krasilnikov等，2023），以及较晚形成的薛定谔（Schrödinger）撞击盆地。薛定谔盆地中心位于132.4°E，75°S，直径约为313 km，大约形成于38亿年前（Krasilnikov等，2023），是月球最年轻的大型撞击盆地之一。薛定谔盆地溅射了大量物质堆积在月球南极地区，包括原始的阿蒙森—甘斯文特盆地底部以及阿蒙森坑底，形成了平原地貌。海代尔瓦里撞击坑位于阿蒙森坑北部，中心坐标为85.63°E，81.77°S，直径约为71 km。从图2可以看出，在阿蒙森撞击坑形成时，其北部坑沿破坏了海代尔瓦里坑的南部坑沿，所以阿蒙森坑形成于海代尔瓦里坑之后。来自阿蒙森坑的溅射物充填在海代尔瓦里坑内部，导致其南部坑底地形抬升，地形崎岖不平。在阿蒙森西北部，分布有一直径约54 km的未命名撞击坑，该撞击坑中心坐标为67.87°E，83.65°S，地形特征退化较为严重，东部坑沿被阿蒙森坑破坏，只保留西部约一半的坑沿特征，且坑内部也充填了来自阿蒙森坑的溅射物，该坑西部分布有直径约98 km的斯科特（Scott）撞击坑。在阿蒙森西部分布有诺毕尔（Nobile）撞击坑，其中心位于53.65°E，85.24°S，直径约为79 km，深度约为3.7 km，大约形成于前酒海纪时期（Krasilnikov等，2023），该撞击坑地形退化较为严重。在阿蒙森撞击坑南部，分布有包括斯蒂尼（Faustini）等撞击坑在内的多个大型撞击坑，斯蒂尼撞击坑直径约为40 km，其地形退化状态与阿蒙森撞击坑接近，在地形图上（图2），两个撞击坑之间也没有观测到明显的地层叠覆关系，先前的地质填图分析将该撞击坑年代定为前酒海纪（Krasilnikov等，2023）。

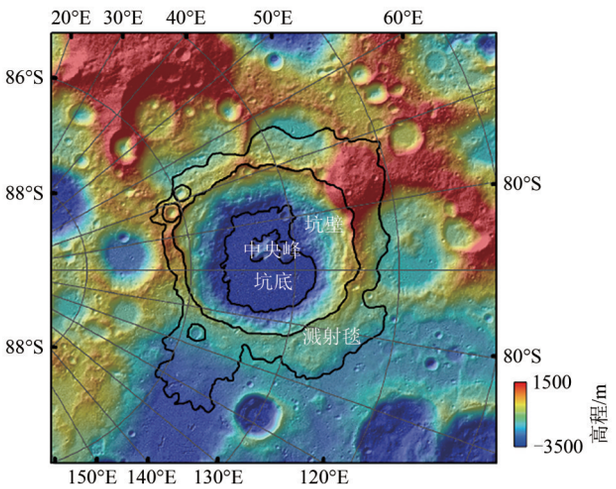
4 阿蒙森区域地质特征

4.1 阿蒙森撞击坑地形分析

高精度地形分析可以为未来月球南极地区着陆探测的工程实施和科学考察提供重要输入，本文使用LRO LOLA激光高度计高程数据来表征阿蒙森地区的地形特征。图3（a）为阿蒙森撞击坑及其周围地区高程图，空间分辨率为20 m/像素，可以看出阿蒙森撞击坑地形特征保存较为完好，是月球南极地区最显著的地貌特征之一（图2），且高程呈现出明显的西侧高东侧低的趋势，主要是因为东侧位于阿蒙森—甘斯文特盆地原始的底部。该撞击坑内部发育有中央峰构造，坑沿形状较为规则，大致呈圆形，坑沿没有被后续较大撞击作用明显破坏，而在北部和西部存在的较老的大型撞击坑构造被阿蒙森撞击坑破坏。

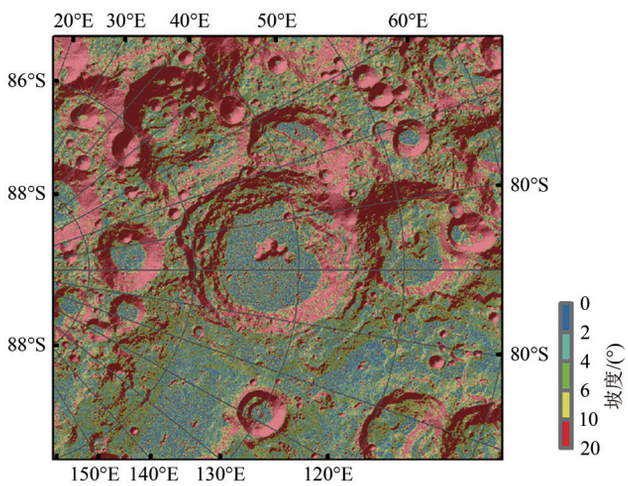
根据地形统计数据（图4（a））分析，阿蒙森坑坑沿—底部平均深度约为4.7 km，深度/直径比值约为0.04，为月表典型的复杂撞击坑。坑底最大高程值约为-3.4 km（相对于月球参考半径1737.4 km），最小高程值约为-3.9 km，高程差约为0.5 km，高程大都（~90%区域）集中分布在-3.8 km到-3.5 km左右，地形起伏不大，相对其余区域，地形非常平坦，适合作为未来南极地区探测任务的潜在着陆区。而阿蒙森坑中央峰高程集中在-3.8 km到-2.2 km之间，高程差约为1.6 km，地形起伏较大。

地形坡度是重要地形信息，坡度的大小对地形的稳定程度起着决定性作用，也是评价着陆安全性的关键指标（Rosenburg等，2011）。基于LOLA地形数据，本文计算了阿蒙森地区的坡度分布图（图3（b），基线长度为60 m）。由图3（b）和图4（b）可以看出，阿蒙森坑不同区域的地形坡度差别很大，其中坑底整体较为平缓，约70%的坑底区域坡度小于5°，而中央峰和坑壁区域则坡度较大，分别约51%和53%以上地区的坡度都大于10°，显示出较为陡峭的地形特征。



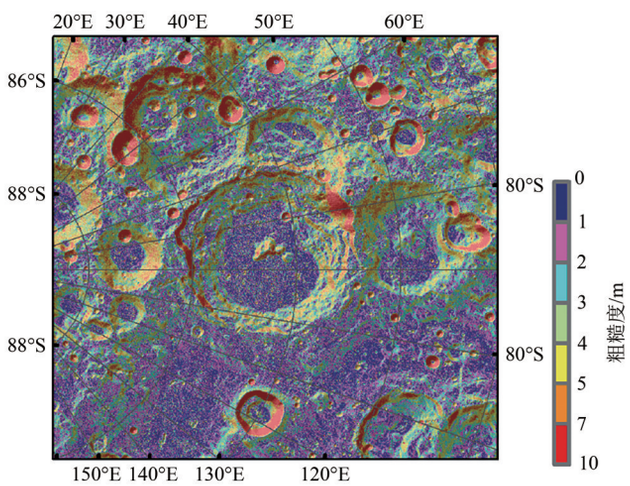
(a) 高程

(a) Elevation



(b) 坡度

(b) Slope

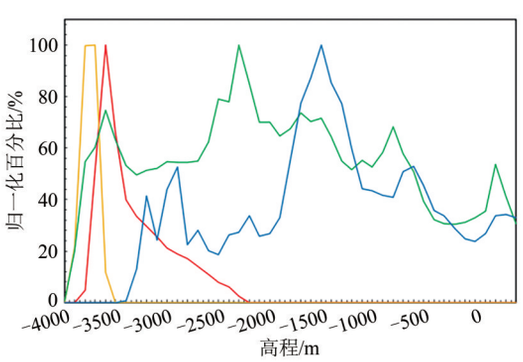


(c) 粗糙度

(c) Roughness

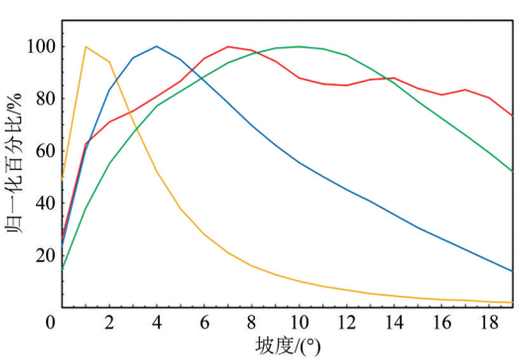
图3 阿蒙森地区LOLA地形图:高程、坡度及粗糙度(底图为LOLA山体阴影图)

Fig. 3 LOLA topographical maps of the Amundsen area: elevation, slope, and roughness (All overlain on LOLA hillshade map)



(a) LOLA高程

(a) Elevation



(b) 坡度

(b) Slope

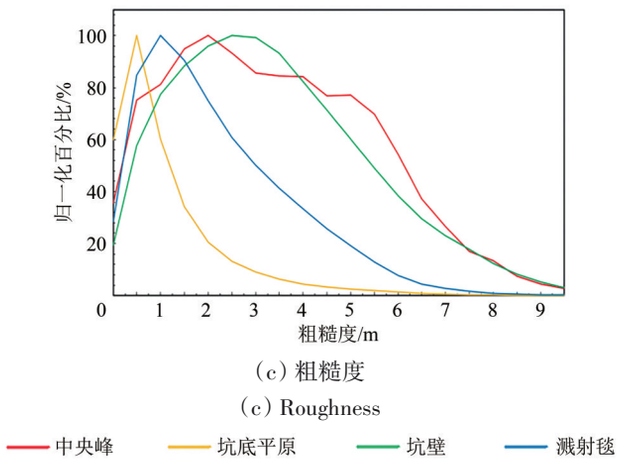


图4 阿蒙森地区地形参数频率分布统计结果（以统计结果最大值为归一化标准）

Fig. 4 Frequency histograms of the LOLA topographical characteristics of the Amundsen area (All the values are normalinzed to the maxium value of each curve)

月球表面地形特征是原始形貌构造被撞击、侵蚀、沉降等综合地质改造作用的结果，对月球表面地形粗糙度进行定量分析，有助于研究月球的地形演化历史。粗糙度是研究地形特征的重要参数（奚晓旭 等，2012），有多种计算方式，在本研究中，采用3×3像素计算窗口内高程的标准差（单位为m）作为粗糙度的度量。分析结果显示，阿蒙森坑的粗糙度（图3（c）和图4（c））整体较低，大都集中在10 m以下。在撞击坑的不同区域内，中央峰构造的粗糙度最高，约28%的区域粗糙度大于5 m，其次是坑壁区域，24%的区域粗糙度大于5 m，而坑底平原粗糙程度最低，约98%的区域其粗糙度低于5 m，且坑底除上覆小型撞击坑之外，其坑底的粗糙度较为均一。

4.2 阿蒙森撞击坑形貌分析

阿蒙森坑直径约为103 km，基于高程数据，本文划分了阿蒙森坑的中央峰、坑底平原、坑壁以及坑外溅射毯的边界（图3（a））。

中央峰构造是大型撞击成坑作用过程中，坑底物质受到冲击压缩之后回弹隆起形成的，代表了该撞击作用挖掘的最深部物质（Tompkins和Pieters，1999；Cahill等，2009；Song等，2013；Lemelin等，2015）。阿蒙森坑中央峰（图5）占地面积约为277 km^2，约占阿蒙森撞击坑底总面积的1.7%，主要呈南北走向，大致成弧线型排列，可能是一个残缺的中央峰环构造。中央峰构造南北长约为25 km，东西宽约为12 km。中央峰区域整体地形中间高，四周低。从地形图上可以看出，中央峰大致由4个山峰组成，其高度介于500—1300 m左右。

阿蒙森坑坑底（图5）整体地势较为平坦，但呈现出北高南低的地形趋势，整体地形起伏约500 m。在坑底区域内没有发现火山穹窿、火山锥等火山形貌特征，而以小型撞击坑为主。利用LOLA山体阴影图，本文在坑底区域识别出了900多个直径≥500 m的小型撞击坑，这些小型撞击坑显示出不同的地形保存状态，包括坑沿非常陡峭的新鲜撞击坑以及高度退化、几乎无法识别的撞击坑。另外，坑底还上覆有大量与二次撞击作用相关的形貌特征，其主要呈狭长状或不规则状凹陷构造，以及链状或簇状分布的密集小坑群，与典型的圆形一次坑显著不同。相比圆形一次坑，这些二次坑构造的深度相对较浅，坑外溅射物特征也不明显，表明这些二次撞击坑是由能量较低（相对于一次撞击坑）的撞击作用形成，可能主要由周围大型撞击事件的溅射物再次撞击月表引起的。同时这些二次撞击坑的形状和走向可以指示撞击体来源方向，例如，阿蒙森坑底东北部分布有两个较大且保存比较完整的二次撞击坑群（图5中Ⅰ、Ⅱ），其中Ⅰ由簇状小坑集群组成，整体长度约4 km，宽度约为3 km，最大深度约为160 m，撞击体可能是薛定谔盆地的溅射物，而Ⅱ则大致呈链状分布，长度约为6 km，最大深度约为350 m，源区可能来自于西北方向某个较大的撞击事件。

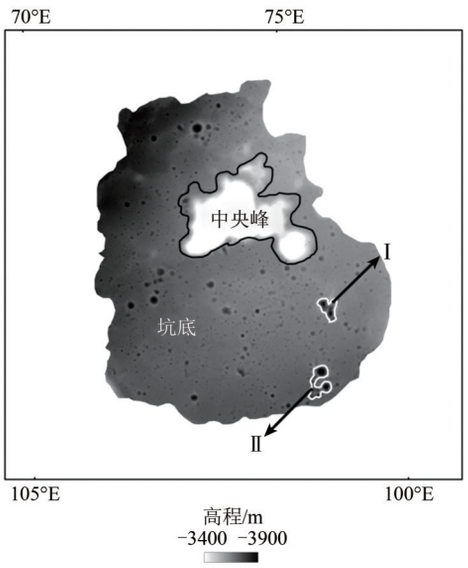


图5 阿蒙森撞击坑中央峰及坑底平原高程图(Ⅰ和Ⅱ代表坑底两个典型的二次撞击坑群)

Fig. 5 Topographical map of the Amundsen crater central peak and floor plains (Ⅰ and Ⅱ represent two typical secondary impact crater clusters on the crater floor)

撞击坑坑壁是撞击挖掘和后期改造共同作用形成的地貌特征。阿蒙森撞击坑坑壁顶部边缘距其底部平均高程差约4.7 km，表面积约为6000 km^2。阿蒙森坑坑壁的坡度较大，超过50%的坑壁区域坡度大于10°。从山体阴影图上可以看出（图2），阿蒙森坑壁保存完好，发育了明显的环形边缘结构，在坑壁上可观测到多层次阶梯状结构，指示了多次坍塌及地形退化等后期改造作用。

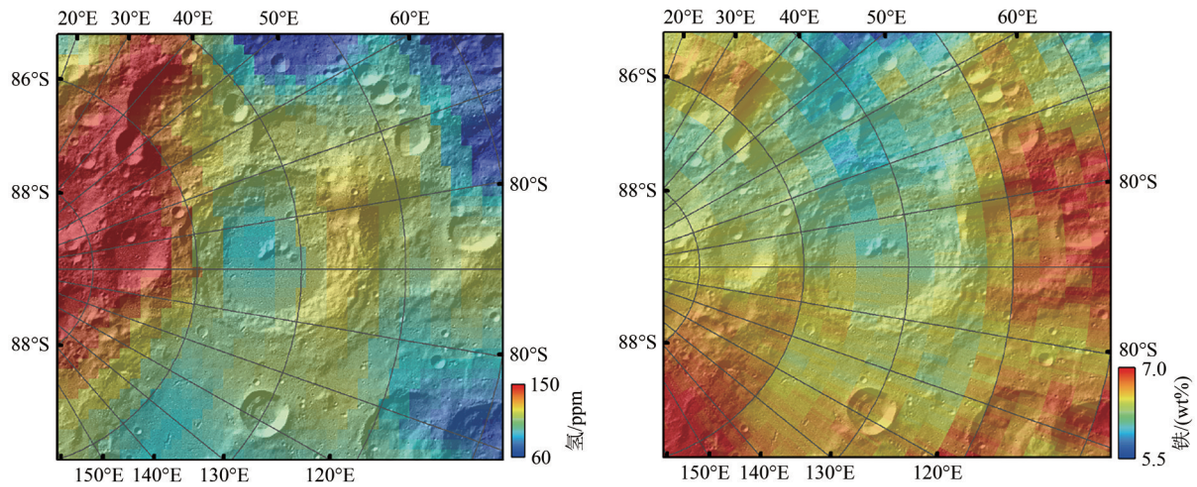
撞击坑溅射毯是高速撞击成坑作用中，大量靶体物质被溅射出去，并堆积在坑沿周围地表，形成地形崎岖不平的坑沿溅射毯。对溅射毯地形地貌及物质成分的研究，可以用来指示该撞击事件的相对年龄、撞击方向及深部物质成分。阿蒙森坑的溅射毯面积7980 km^2，且明显破坏了海代尔瓦里坑和西部直径约52 km未命名撞击坑的坑沿构造，说明这两个撞击坑比阿蒙森坑更为古老。通过其溅射毯分布范围，本文还观测到其空间分布向西北和东南方向延伸，大致呈“蝴蝶”状，说明阿蒙森可能形成于一次倾斜撞击，撞击可能来自西南方向。

4.3 物质成分

本文利用月球勘探者号的中子谱仪数据和伽马射线谱仪数据来分别研究阿蒙森地区的氢和铁元素的丰度及空间分布特征，其中，氢元素丰度可以反映水冰等挥发分物质的总体含量，而铁元素是月表主量元素之一，可以反映月表矿物成分及岩石类型信息。阿蒙森地区氢元素含量较高（图6（a）），明显高于全月平均氢含量（图7（a））（Lawrence等，2002），平均值约为110 ppm（百万分之一），说明该地区水冰探测价值较大。同时，阿蒙森坑不同区域也表现出氢元素的空间分布不均一性，坑壁区域氢元素含量明显高于坑底区域，特别是北部坑壁氢元素含量最高可超过125 ppm；而坑底平原氢元素含量相对较低，且呈现出明显的南低北高的趋势，东北部坑底氢元素含量可超过115 ppm。阿蒙森地区铁元素含量分布较为均一（图6（b）），FeO含量（图7（b））平均值约为6.5 wt.%（质量百分比），说明其总体比较贫铁，总体成分可能为斜长岩质，与月海地区玄武质成分显著不同，这也与该地区未能观测到火山地貌一致。

4.4 反照率分析

LRO LOLA激光高度计通过向月球表面发射1064 nm激光束来测量月表的高程，同时也记录了发射和反射回来的激光束能量，从而可以用来测量月球表面的反照率（Lucey等，2014）。通过辐射定标等校正处理，LOLA科学团队获得了月表反照率（normal albedo）I/F值，即月表辐亮度（radiance）与辐照度（irradiance）之比（Hapke，1993）。LOLA作为一种主动遥感观测设备，自身携带了光源，可以实现对整个极区的反照率测量，不受太阳光照条件的影响，且观测相角约为0°（即出射与入射光路相同），可以消除月表地形及光照角度对反照率测量结果的影响。对阿蒙森地区测量的结果如图8所示，相比全月平均水平（平均值约为0.29），阿蒙森地区反照率略高（图8），平均值约为0.33，却明显高于月海平原区域。同时，阿蒙森坑不同区域也表现出反照率的空间不均一性，南部坑壁区域反照率较低，介于0.25—0.32左右，而北部和东部坑壁反照率较高，最高可超过0.38，可能是陡坡上新鲜物质或者月表水冰物质的出露。



(a) 基于月球勘探者号的中子谱仪数据得到的阿蒙森地区氢元素丰度分布图

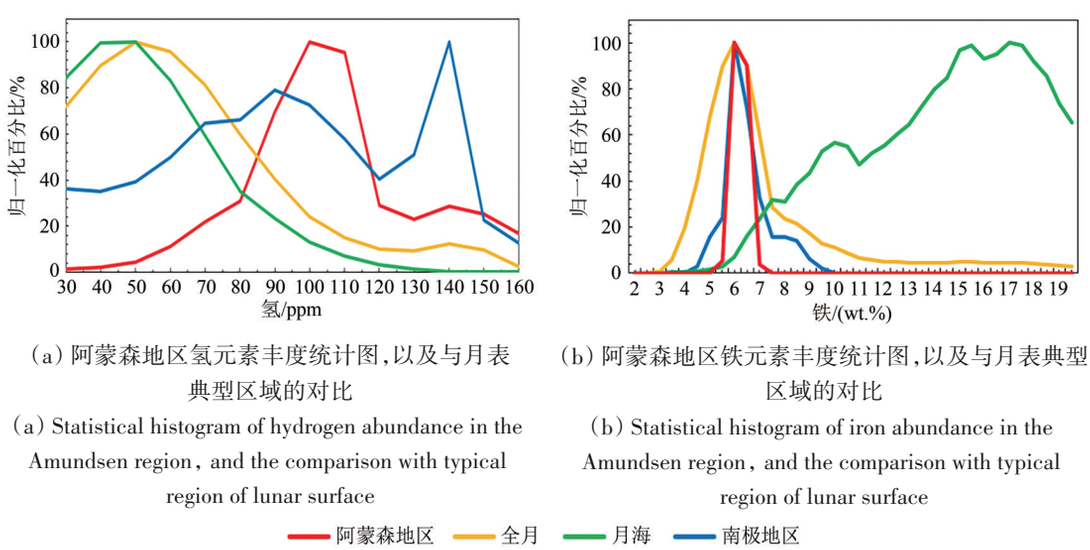
(a) Abundance map of hydrogen in the Amundsen region from the Lunar Prospector neutron spectrometer data

(b) 基于月球勘探者号的伽马射线谱仪数据得到的阿蒙森地区铁元素丰度分布图

(b) Abundance map of iron in the Amundsen region from the Lunar Prospector gamma-ray spectrometer data

图6 基于月球勘探者号的中子谱仪数据和伽马射线谱仪数据得到的阿蒙森地区氢元素及铁元素丰度分布图(底图为LOLA山体阴影图)

Fig. 6 Abundance maps of hydrogen and iron in the Amundsen region from the Lunar Prospector neutron spectrometer and gamma-ray spectrometer data, overlain on LOLA hillshade map



(a) 阿蒙森地区氢元素丰度统计图,以及与月表典型区域的对比

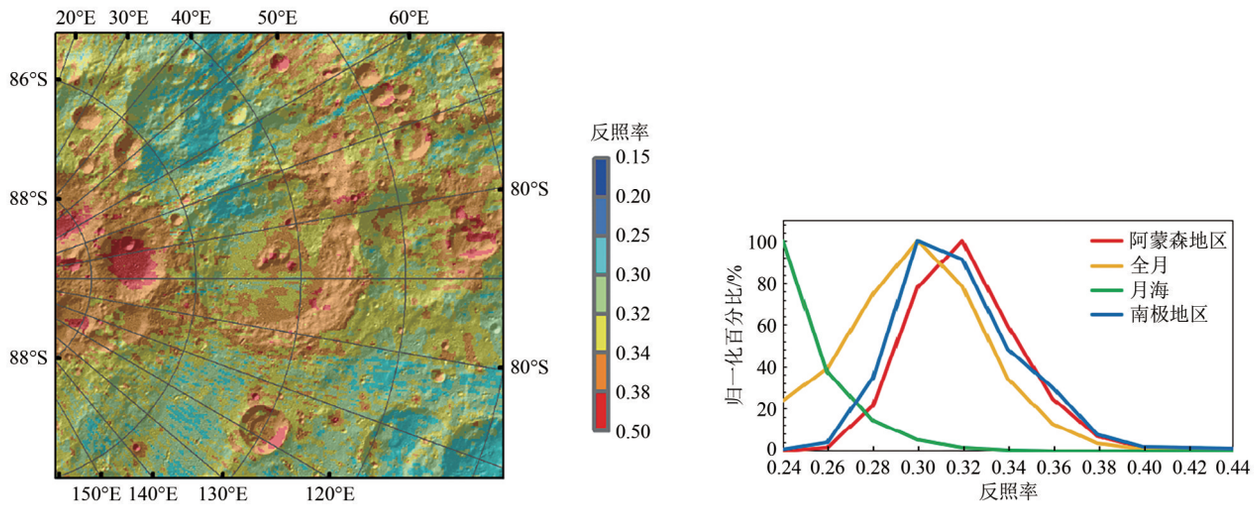
(a) Statistical histogram of hydrogen abundance in the Amundsen region, and the comparison with typical region of lunar surface

(b) 阿蒙森地区铁元素丰度统计图,以及与月表典型区域的对比

(b) Statistical histogram of iron abundance in the Amundsen region, and the comparison with typical region of lunar surface

图7 阿蒙森地区氢及铁元素丰度统计图以及与月表典型区域的对比

Fig. 7 Statistical histogram of hydrogen and iron abundance in the Amundsen region, and the comparison with typical region of lunar surface



（a）LOLA反照率分布图　（b）LOLA反照率统计图

（a）LOLA albedo map　（b）LOLA albedo statistical histogram

图8　阿蒙森地区LOLA反照率分布图（1000 m/像素）及统计图

Fig. 8　LOLA albedo map (1000 m/pixel) in the Amundsen Region (Overlain on LOLA hillshade map) and its statistical histogram

4.5　阿蒙森区域光照条件

月球极区特殊的光照条件对水冰保存、探测活动开展具有重要意义。本文利用基于LOLA地形数据计算出的月球极区光照条件数据（Mazarico等，2011）来研究阿蒙森地区的平均太阳光照条件。从整体光照条件分析（图9），阿蒙森撞击坑北部坑壁（面向极区的部分）光照条件很差，部分坑壁出现大面积的永久阴影区。而在阿蒙森坑南部坑壁区域（面向赤道的部分），光照条件较好，部分地区光照可以达到40%以上。坑底平原区域越往南光照条件逐渐变好，在北部有大面积永久阴影区，而南边边缘光照条件可超过30%。

永久阴影区主要出现在北部坑壁和坑底区域，永久阴影区的总面积达到700 km^{2}左右，约占整个阿蒙森坑坑壁和坑底总面积的8%。虽然阿蒙森撞击坑的永久阴影区总面积较大，但其大都分布在阿蒙森撞击坑的坑壁区域，地形陡峭，探测难度较大，而坑底平坦区域的永久阴影区面积约为110 km^2，占阿蒙森区域永久阴影区总面积的16%左右，地形平坦，是开展月球永久阴影区探测的重点目标（但是需要克服无光照、极低温等苛刻环境）。而南侧坑底光照条件相对较好，可以考虑在光照区域进行着陆，然后再对临近永久阴影区开展巡视或者飞掠探测。

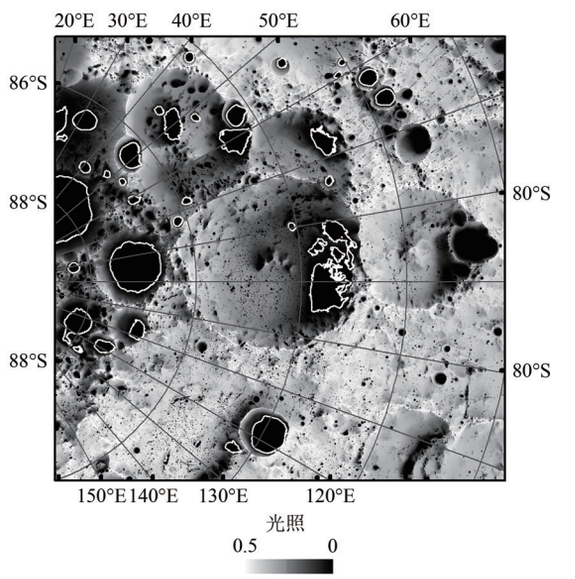


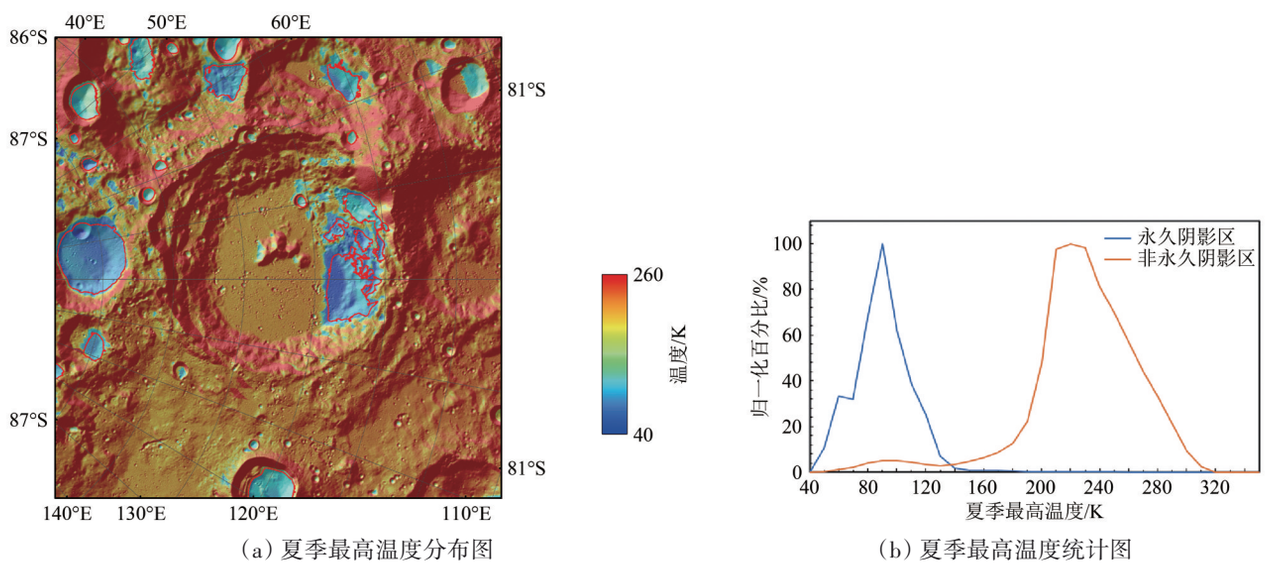
图9　基于LOLA地形数据计算出的阿蒙森撞击坑平均太阳光照情况（分辨率120 m/像素，像素值代表在18.6年的月球岁差周期中，月表被太阳光照时间占总时间的百分比，白色多边形区域代表数值为0的区域即永久阴影区）

Fig. 9　The average solar illumination condition map of the Amundsen crater calculated from LOLA topographic data (120 m/pixel resolution, the pixel value represents the percentage of the total solar illumination time of the lunar surface in the 18.6-year lunar precession cycle, the white polygon areas represent the regions with a value of 0, i.e., permanently shadowed regions)

4.6　阿蒙森区域温度条件

由于月表温度主要受太阳光照的影响，所以月球极区的永久阴影区可以保持极低的温度，使得水冰和其他挥发物挥发速率非常低，可以长期

保留下来。通过热力学计算，Zhang和Paige（2009）发现在温度低于约110 K时，水冰暴露于月表真空环境下挥发速率小于1 mm/G·a，即为水冰能在月表稳定保存的临界温度条件，而被掩埋于浅表层的水冰稳定温度更高，可达约145 K（Siegler等，2015）。本文基于2009年—2019年10年间的月球南极测温数据（Williams等，2019），制作了阿蒙森地区夏季（太阳直射点（subsolar point）位于赤道以南为月球南半球夏季或者北半球冬季）最高温度数据（图10）。可以看出，阿蒙森坑北侧坑壁和坑底的温度很低，对应了永久阴影区，夏季最高温度普遍小于140 K，主要分布在40 K到110 K之间，提供了水冰等挥发分在月球表面长期保存的条件，而南侧温度较高，夏季最高温度一般都高于140 K，不具备表面水冰稳定存在的温度条件。



（a）夏季最高温度分布图

（a）Summary maximum temperature map

（b）夏季最高温度统计图

（b）Summary maximum temperature statistical histogram

图10 基于LRO Diviner热红外辐射计获得的阿蒙森地区夏季最高温度分布（分辨率240 m/像素，红色多边形区域代表永久阴影区）及其统计图

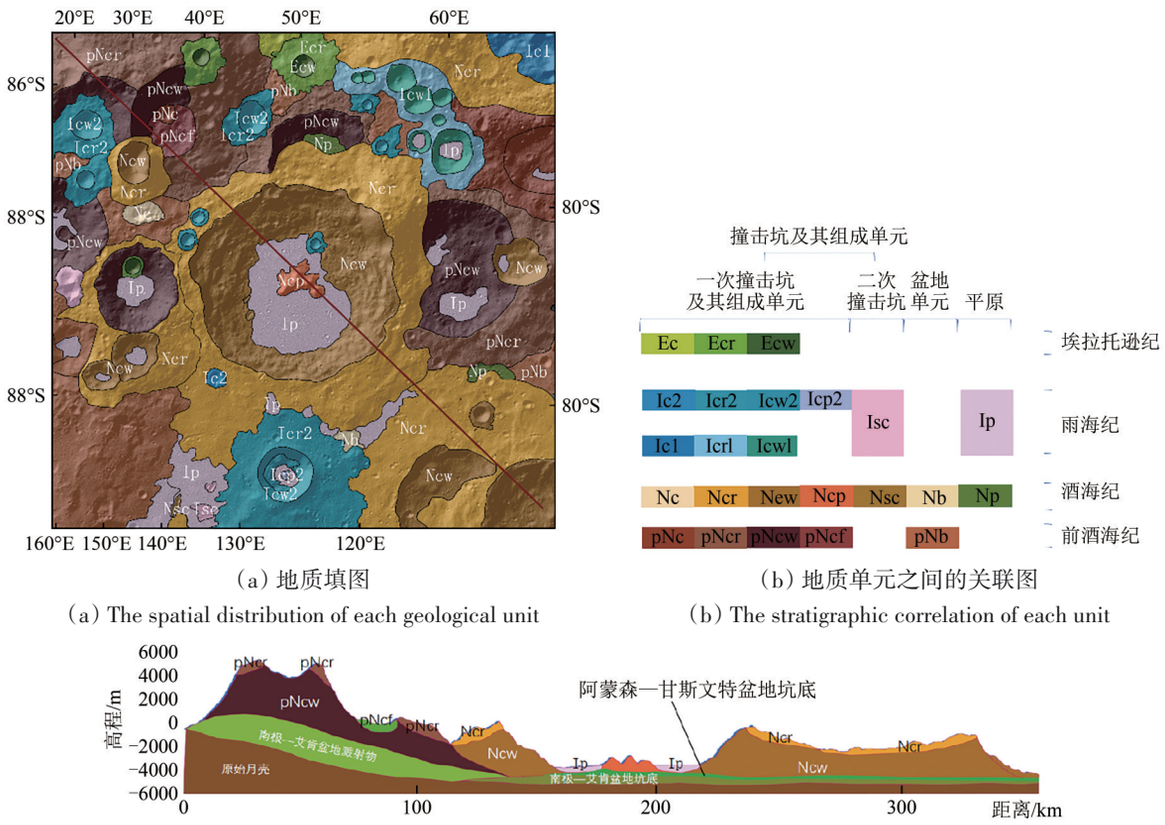
Fig. 10 Summary maximum temperature map in the Amundsen region based on LRO Diviner thermal infrared radiometer measurement (240 m/pixel, red polygons represent permanently shadowed regions) and its statistical histogram

5 讨 论

5.1 阿蒙森撞击坑区域地质填图

基于上述对阿蒙森地区地质特征综合分析结果，结合前人绘制的整个月球南极地区小比例尺地质图（Wilhelms等，1979；Ji等，2022；Krasilnikov等，2023），本文新制作了月球阿蒙森地区地质图（图11），表1汇总了各个地质单元的基本信息。地质单元可主要分为3大类：

（1）撞击坑单元，包括一次撞击坑物质和二次撞击坑。该类型地貌包括中央峰、坑壁、溅射毯和二次撞击坑。中央峰一般出现在较大的复杂撞击坑内部（Melosh，1989；Baker等，2011），其地形起伏较大，是由靶体物质回弹隆升形成的，在一些更大的撞击坑或者盆地（直径大于200 km）甚至可能形成中央峰环构造（Baker等，2011）。坑壁位于边缘隆起与坑底之间，在一些大型的撞击坑坑壁可以看到明显的阶梯状，比如阿蒙森撞击坑，倾斜阶梯状的表面与撞击事件末期撞击坑边缘坍塌有关（Melosh，1989）。本文在较大的撞击坑单元中单独绘制了坑壁单元，但在小型的撞击坑并没有对其做详细的形貌划分。溅射毯是高速撞击成坑作用中，大量靶体物质被挖掘并溅射出去，堆积在坑沿周围地表，形成崎岖不平的地貌区域，溅射毯通常由多层不同物质组成，包括了不同深度的靶体物质以及撞击熔融物质。二次撞击坑主要是集群小坑，一般溅射物较少，深度较浅，主要是由于周围大型撞击坑或盆地形成时，溅射物二次撞击月表形成的。



(a) 地质填图

(a) The spatial distribution of each geological unit

(b) 地质单元之间的关联图

(b) The stratigraphic correlation of each unit

(c) 阿蒙森地区地层剖面图

(c) The stratigraphic profile across the Amundsen area

图 11 阿蒙森地区地质填图地质单元解释与图 11(b)和表 1 相同,图 11(c)各地层的厚度未做约束,所以纵坐标反应的地层厚度并不代表实际值

Fig. 11 Geological map of the Amundsen region The red line in the Fig. 11(a) panel represents the location of stratigraphic profile shown in the below panel. The geological unit interpretation in the below panel is the same as that of the Fig. 11(b) and Table 1. In the Fig. 11(c), this diagram mainly displays the stratigraphic relationship among various geological units, and is not mapped in geometry scale in the vertical direction as the thickness of each unit is not constrained

表 1 阿蒙森地区地质单元基本信息

Table 1 Basic information of the geological units in the Amundsen area

地质单元符号	地质单元名称	主要地质特征	地质解译
Ec	埃拉托逊纪撞击坑	撞击坑较小,未对单个撞击坑单元进行形貌划分	年轻的撞击事件形成的小型撞击坑,其撞击坑物质比大多数月海物质更年轻
Ecr	埃拉托逊纪撞击坑溅射毯	撞击坑周围形成凸起的地形,地形较为崎岖	年轻的撞击事件形成的溅射毯
Ecw	埃拉托逊纪撞击坑坑壁物质	陡峭的撞击坑边缘,大致呈圆弧状,地形较为陡峭、崎岖	年轻的撞击事件形成的撞击坑坑壁
Ic1	早雨海世撞击坑	比雨海盆地年轻,比东海盆地老,形貌上通常难以与 Ic2 和 Nc 单元区分	早雨海世撞击事件形成的小型撞击坑
Ic2	晚雨海世撞击坑	比东海盆地年轻,较小的撞击坑未进行形貌划分,较大的撞击坑内常上覆有许多小撞击坑	晚雨海世撞击事件形成的小型撞击坑
Icp2	晚雨海世中央峰物质	晚雨海世撞击坑中央隆起,地形较为陡峭	晚雨海世大型撞击坑内的部分坑底物质抬升形成的隆起构造
Icr1	早雨海世撞击坑溅射毯	早雨海世撞击坑周围堆积物,地形较为崎岖,但比坑壁平缓	早雨海世撞击坑溅射物堆积在撞击坑周围
Icr2	晚雨海世撞击坑溅射毯	与 Icr1 类似,比 Icr1 年轻,比 Ecr 古老	晚雨海世撞击坑溅射物堆积在撞击坑周围

续表

地质单元符号	地质单元名称	主要地质特征	地质解译
Icw1	早雨海世撞击坑坑壁物质	与Ecw类似，地形陡峭，比Icw2古老，比Ncw年轻	早雨海世撞击事件形成的撞击坑坑壁
Icw2	晚雨海世撞击坑坑壁物质	与Ecw类似，地形特别陡峭，比Icw1年轻，比Ecw古老	晚雨海世撞击事件形成的撞击坑坑壁
Ip	雨海纪平原物质	地形平坦，常填充于撞击坑内部坑底	撞击溅射物，源区可能为薛定谔盆地
Isc	雨海纪二次撞击坑	单一撞击坑常呈链状，或成簇状聚集的近似圆形撞击坑群，深度比同等大小的一次撞击坑浅，周围可能有溅射物	撞击溅射物二次撞击形成的撞击坑，源区来自周围的雨海纪撞击坑
Nb	酒海纪盆地物质	地形较为平坦，常填充在多个撞击坑之间	残留的酒海纪撞击盆地边缘或溅射物
Nc	酒海纪撞击坑	与Ec单元类似，比Ic1，Ic2单元古老	酒海纪撞击事件形成的小型撞击坑
Ncp	酒海纪中央峰物质	与Icp1单元类似，比Icp1古老	酒海纪大型撞击坑部分坑底物质抬升形成的隆起构造
Ncr	酒海纪撞击坑溅射毯	与Icr1类似，比Icr1古老，比pNcr年轻	酒海纪撞击坑溅射物堆积在撞击坑周围
Ncw	酒海纪撞击坑坑壁物质	与Ecw类似，比Icw1古老，比pNcw年轻	酒海纪撞击事件形成的撞击坑坑壁
Np	酒海纪平原物质	与Ip单元类似，比Ip单元古老	撞击溅射物，源区可能为酒海纪撞击坑或撞击盆地
Nsc	酒海纪二次撞击坑	与Isc单元类似，比Isc单元古老	撞击溅射物二次撞击形成，源区来自周围的酒海纪撞击坑
pNb	前酒海纪盆地物质	与Nb单元类似，比Nb古老	残留的前酒海纪撞击盆地边缘或溅射物
pNc	前酒海纪撞击坑	与Ec单元类似，比Nc单元古老，除了大型撞击坑外，很少能看到内部的结构	前酒海纪撞击事件形成的小型撞击坑
pNcf	前酒海纪坑底物质	撞击坑坑底物质，小的撞击坑坑底较为平坦	主要由撞击产生的角砾岩组成
pNcr	前酒海纪撞击坑溅射毯	与Icr1类似，比Ncr古老	前酒海纪撞击坑溅射物堆积在撞击坑周围
pNcw	前酒海纪撞击坑坑壁物质	与Ecw类似，比Ncw古老	前酒海纪撞击事件形成的撞击坑坑壁

（2）平原单元。在阿蒙森地区，平原物质可分为两类，一类是填充在撞击坑内部的坑底平原（类似于阿蒙森坑底平原），可能代表了大型撞击坑或盆地溅射物（Muehlberger等，1973；Head，1974；Oberbeck，1975；Meyer等，2016）；另外一类是充填在撞击坑之间的平原，这种平原主要是由周围多个撞击坑的溅射毯覆盖而成，地形起伏较小。

（3）盆地单元。在阿蒙森地区，没有发现撞击盆地构造，但是在多个撞击坑之间，出露有一些大型盆地残留的地貌特征，包括盆地边缘构造或者溅射物，其地形比平原区域粗糙，地形起伏较大。

5.2 阿蒙森区域地质演化

基于上述地质特征综合分析及大比例尺地质填图，本文重建了阿蒙森地区地质演化历史：

（1）在40多亿年前（前酒海纪）（Hiesinger等，2012；Garrick-Bethell和Miljković，2018），一巨型撞击事件形成当今月球最大的南极—艾肯盆地，其坑沿隆起构造形成的主环尺寸达2400 km×2050 km，至今仍表现出明显的地形特征，阿蒙森坑即位于南极—艾肯坑沿隆起附近，使得其相比南极—艾肯内部具有较高的高程。

（2）在南极—艾肯盆地形成之后约1—2亿年（前酒海纪），一次中等大小（约40 km）的天体撞击月球表面，形成了直径达379 km的阿蒙森—甘斯文特盆地，由于后续强烈的以撞击成坑为主的地质改造作用，该盆地的地形特征退化严重，目前残留的盆地底部相对平坦，盆地边缘隆起构造也被阿蒙森等撞击坑破坏。

（3）在之后的前酒海纪时期（Krasilnikov等，2023），由于外来天体的撞击，诺毕尔撞击坑形成，该撞击坑东侧和北侧边缘地形特征退化严重，可能主要是由于后期的撞击事件，特别是阿蒙森撞击事件破坏了其东侧坑沿构造。之后海代尔瓦里撞击坑形成，该撞击坑南侧坑壁也被后来的阿蒙森撞击坑溅射物破坏，同时该坑底部在东西两侧各有一个平原区域，可能是充填的来自薛定谔撞击构造的溅射物。

（4）大约在39亿年之前（酒海纪）（Deutsch等，2020；Krasilnikov等，2023），由于外来小天体的撞击，形成了直径达103 km的阿蒙森撞击坑。大量撞击溅射物堆积在撞击坑周围，形成了崎岖的坑缘溅射毯，与此同时，阿蒙森撞击坑内的部分坑底物质抬升形成了中央峰构造。在阿蒙森撞击坑形成之后，一些后期形成的小型撞击坑上覆在阿蒙森坑内部。在阿蒙森坑底等区域，没有观测到火山活动的证据，后续地质改造活动主要以撞击作用、地形退化为主。

（5）大约在38亿年前（雨海纪），一次大型撞击形成了直径达313 km的薛定谔盆地。该盆地为月球上最年轻的撞击盆地之一，该盆地溅射了大量物质充填在月球南极地区，尤其是很多撞击坑内部，包括阿蒙森坑底，形成了面积达2100 km^2的坑底平原物质。

5.3 对未来月球极区探测的启示

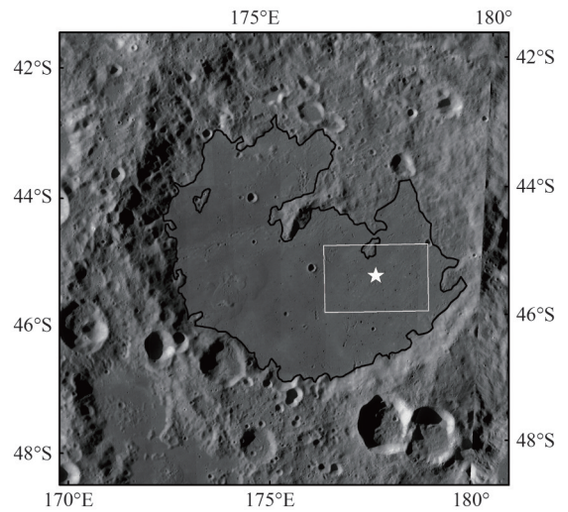
相比月球低纬度地区诸多广袤的月海平原（如雨海、风暴洋等），月球南极地区整体上地形较为崎岖，缺乏大面积的平原地貌，为开展月面着陆与巡视探测提出了一定技术挑战，这与南极—艾肯盆地地区的地形特征较为类似（两者在空间范围上也有一部分重叠）。而月球南极阿蒙森等大型撞击坑底部分布的平原地貌，地形特征类似于月海平原，为月球南极地区着陆探测提供了良好的地形条件，这也与南极—艾肯内部分布的一些小型月海平原类似，比如嫦娥四号任务着陆区所在的冯·卡门坑底月海平原。嫦娥四号任务已经成功验证了在月表小型平原地貌开展月面着陆及长期巡视探测的技术可行性，综合对比阿蒙森和冯·卡门坑底的平原地貌，可为月球极区着陆探测提供一定的现实参考。

嫦娥四号是人类首个月球背面着陆探测器，于2019年1月3日成功着陆于月球南极—艾肯盆地内部的冯·卡门撞击坑底部月海平原，着陆点坐标为45.46°S，177.59°E（邸凯昌 等，2019；Qiao等，2019a）。冯·卡门撞击坑位于南极—艾肯盆地内部中央偏西北区域，中心坐标为44.45°S，176.25°E，直径为186 km，比阿蒙森撞击坑略大，可能形成于3.97 Ga前的酒海纪（Yingst等，2016），与阿蒙森年龄接近。两个撞击坑内部都分布有平原地貌特征，虽然物质成分（冯·卡门：富铁玄武岩，阿蒙森：贫铁斜长岩）和地质成因（冯·卡门：火山熔岩流，阿蒙森：撞击溅射物）各不相同，但是两者在地形几何等方面存在诸多相似之处：（1）尺寸及面积上，冯·卡门坑底充填的玄武岩平原尺寸约为160 km×80 km，面积达1.063×10^4 km^2，略大于阿蒙森坑底充填的溅射物平原（尺寸约为60 km×45 km，面积达2.117×10^3 km^2）；（2）地形起伏及坡度方面，冯·卡门坑底平原（图12（a）黑色多边形区域）的地形起伏约为1100 m，平均地形坡度约为1°，约95%以上的地形坡度（~180 m基线长度）小于5°，而阿蒙森坑底平原地形起伏约为500 m，约70%的区域地形坡度小于5°。

嫦娥四号任务的预选着陆区坐标范围为45.0°S—46.0°S，176.4°E—178.8°E，尺寸约为50 km×30 km。在阿蒙森坑底部平原上，也可以容纳该尺寸大小的预选着陆区（图12（b）），所以，仅仅从地形条件上来看，阿蒙森坑底平原完全具备着陆的地形条件。当然，阿蒙森由于位于月球南极地区，坑底平原由于周围坑沿的遮挡，光照条件相对相差（尤其是临近北侧坑壁区域），但在阿蒙森坑底平原南部区域，光照时长仍达到30%左右，仍可为月面探测任务提供一定光照，可以考虑将探测器着陆于光照区域，然后再通过巡视器或者飞跃探测器（如嫦娥七号任务）对临近永久阴影区开展就位探测。由于月球极区表面挥发分物质的长期驻留总是伴随着永久阴影和极低温度，大功率核电池的使用将有助于月球极区挥发分物质的表面探测。

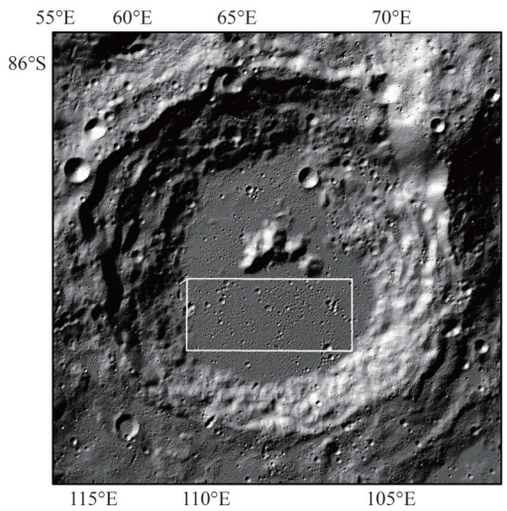
从挥发分丰度及空间分布等科学价值上来看，阿蒙森地区的氢元素丰度平均值约为110 ppm，预示着水冰等挥发分物质的富集。基于Diviner月表温度测量结果及热稳定计算分析，Landis等（2022）发现除了水冰之外，硫、氰化氢等挥发分物质也可以在阿蒙森坑底长期保存，Schorghofer等（2021）发现阿蒙森坑底平原部分区域是月球南极地区干冰（固态CO_2）能长期保存的最大“冷陷阱”，所以阿蒙森坑底平原对于探测月表多种挥发分有着较大的探测潜力。未来任务可通过拉曼光谱仪、挥发分测量仪（如嫦娥七号携带的部分载荷）开展这些挥发分物质的丰度及同位素测量，这可为月球极区挥发份物质的特性、源区及演化提供重要数据支撑。另外，阿蒙森坑底平原可能主要来自于外来撞击溅射物，尤其是薛定谔盆地，所以

除了挥发分之外，对阿蒙森坑底平原开展着陆探测还可对研究月球早期撞击作用提供重要约束，增加探测任务的科学多样性；同时，由于这些平原物质并非原位形成的，在解译月面测量结果之前需要判断所测量物质的源区。另外，这些外来溅射物也可能掩埋了早期堆积在阿蒙森坑底部的水冰等挥发分物质，导致挥发分物质可能主要富集在浅表层，对月表水冰直接探测提出了一定挑战，可能需要开展探地雷达或钻取探测。



（a）嫦娥四号着陆区所在的冯·卡门撞击坑地区LROC WAC影像，白色矩形代表嫦娥四号预选着陆区（45.0°S—46.0°S，176.4°E—178.8°E；尺寸约为50 km×30 km），白色五角星代表嫦娥四号着陆点位置

（a）The LROC WAC mosaic image of the Von Kármán impact crater area where the Chang'e-4 landed. The white rectangle represents the Chang'e-4 candidate landing area（45.0°S—46.0°S，176.4°E—178.8°E，with a size of about 50 km×30 km），and the white star represents the Chang'e-4 landing site



（b）阿蒙森坑区域基于LOLA高程数据（20 m/像素）制作的山体阴影图，白色矩形代表50 km×30 km尺寸的预选着陆区

（b）LOLA DEM-derived（20 m/pixel）hillshade map of the Amundsen area，the white rectangle represents a candidate landing area with a size of the 50 km×30 km

图12 嫦娥四号着陆区所在的冯·卡门撞击坑地区LROC WAC影像及阿蒙森坑区域基于LOLA高程数据制作的山体阴影图

Fig. 12 The LROC WAC mosaic image of the Von Karman impact crater area where the Chang'e-4 landed and LOLA DEM-derived hillshade map of the Amundsen area

6 结 论

基于上述对阿蒙森地区详细地质特征及地质演化历史的分析，本文结论如下：

（1）月球南极地区的地形崎岖不平，缺乏大面积平坦的月海平原，表面形貌以大量撞击坑及撞击盆地为主，其中阿蒙森撞击坑是月球南极地区最主要的撞击构造之一，其位于月球上最大的撞击盆地—南极—艾肯盆地的坑沿区域，使得其相比南极—艾肯内部具有较高的高程。阿蒙森坑也是临近区域内最年轻的大型撞击坑之一，其坑沿溅射物覆盖了早期形成的海代尔瓦里、诺毕尔等大型撞击坑。

（2）阿蒙森坑直径约为103 km，坑沿—底部深度约为4.7 km，形成于距今约39亿年之前（酒海纪），是月表典型的复杂撞击坑之一。其地形特征保存完整，整体上呈现出西侧高东侧低的地形趋势。阿蒙森坑的坑底、坑壁及坑沿溅射物等区域表现出明显的地形特征差异，其中坑底平原的高程大都集中在-3.9— -3.6 km，坡度小于5°，粗糙度小于5 m，地形相对于阿蒙森坑其他区域较为平坦，适合作为月球南极地区着陆探测的候选着陆区。

（3）根据形貌学分析，将阿蒙森撞击坑划分为中央峰、坑底平原、坑壁及坑沿溅射毯4部分：1）中央峰大致成弧线型排列，可能是一个残缺的中央峰环构造；2）坑底平原尺寸约为60 km×45 km，整体地势较为平坦，地形起伏仅为500 m左右，上覆形貌特征主要是小型撞击坑和二次撞击坑；

3）坑壁有明显的环形阶梯状的边缘结构，指示了该撞击坑坑壁经历了多期次坍塌及地形退化等形貌改造作用；4）坑沿溅射毯大致呈“蝴蝶”状分布，向西北和东南方向延伸，指示形成阿蒙森坑的撞击体可能来自西南方向。

（4）阿蒙森地区氢元素含量平均值约为110 ppm，明显高于月球表面平均值，预示着水冰等挥发分物质的富集，探测价值较大。同时该区域比较贫铁，FeO含量明显低于月海平原，说明其总体成分可能以长石质为主，这也说明坑底平原并不是类似月海平原那样是火山喷发成因的。

（5）阿蒙森地区反照率比全月略高，明显高于月海区域，进一步支持了其非火山成因。阿蒙森坑壁及坑底平原部分区域反照率较高，可能是滑坡暴露的新鲜物质，或者月表水冰物质的出露。

（6）基于LOLA光照数据和Diviner夏季最高温度数据，划定了阿蒙森地区满足水冰稳定存在温度条件的区域，该区域大都临近阿蒙森北侧坑壁，包括部分底部平原。综合地形、光照条件、物质成分等综合信息，本文推荐阿蒙森北侧坑底平原的永久阴影区及周围光照区域作为着陆探测的优先着陆区。

（7）基于综合地质特征分析，本文绘制了阿蒙森地区大比例尺地质图，该区域主要包括3类地质单元：撞击坑单元、平原单元及盆地单元，各地质单元的年代从前酒海纪跨越到埃拉托逊纪。

（8）阿蒙森地区经历了多期次、非常复杂的地质演化历史，且撞击成坑作用是最主要的地质改造作用，包括早期大型撞击形成的南极—艾肯盆地及阿蒙森—甘斯文特盆地，阿蒙森正是位于这两个撞击盆地的原始坑沿位置。在阿蒙森形成之后，来自薛定谔盆地的大量溅射物充填在阿蒙森坑底，形成了平坦的坑底平原形貌特征。

（9）阿蒙森坑底平原与嫦娥四号着陆区所在的冯·卡门坑底月海平原的地形、几何等特征较为类似，说明在阿蒙森坑底平原具备开展着陆探测的地形条件。阿蒙森坑底平原光照条件不如冯·卡门坑底，但部分区域光照时长能达到30%左右，仍可为月面着陆探测任务提供一定光照。同时，阿蒙森坑底平原的外来溅射物成因，也为开展着陆原位探测带来了新的科学机遇（月球大型撞击作用和早期撞击历史）和挑战（物质源区、埋藏了月表挥发分）。

参考文献（References）

Baker D M H, Head J W, Fassett C I, Kadish S J, Smith D E, Zuber M T and Neumann G A. 2011. The transition from complex crater to peak-ring basin on the Moon: new observations from the lunar orbiter laser altimeter (LOLA) instrument. Icarus, 214(2): 377-393 [DOI: 10.1016/j.icarus.2011.05.030]

Cahill J T S, Lucey P G and Wieczorek M A. 2009. Compositional variations of the lunar crust: results from radiative transfer modeling of central peak spectra. Journal of Geophysical Research: Planets, 114(E9): E09001 [DOI: 10.1029/2008JE003282]

Crotts A P S and Hummels C. 2009. Lunar outgassing, transient phenomena, and the return to the Moon. II. Predictions and tests for outgassing/regolith interactions. The Astrophysical Journal, 707(2): 1506-1523 [DOI: 10.1088/0004-637X/707/2/1506]

Deutsch A N, Head J W and Neumann G A. 2020. Analyzing the ages of south polar craters on the Moon: implications for the sources and evolution of surface water ice. Icarus, 336: 113455 [DOI: 10.1016/j.icarus.2019.113455]

Di K C, Liu Z Q, Liu B, Wan W H, Peng M, Wang Y X, Gou S, Yue Z Y, Xin X, Jia M N and Niu S L. 2019. Chang'e-4 lander localization based on multi-source data. Journal of Remote Sensing (in Chinese), 23(1): 181-184 (邸凯昌, 刘召芹, 刘斌, 万文辉, 彭嫚, 王晔昕, 苟盛, 岳宗玉, 辛鑫, 贾萌娜, 牛胜利. 2019. 多源数据的嫦娥四号着陆点定位. 遥感学报, 23(1): 181-184) [DOI: 10.11834/jrs.20199015]

Elphic R C, Eke V R, Teodoro L F A, Lawrence D J and Bussey D B J. 2007. Models of the distribution and abundance of hydrogen at the lunar South Pole. Geophysical Research Letters, 34(13): L13204 [DOI: 10.1029/2007GL029954]

Fa W Z and Cai Y Z. 2013. Circular polarization ratio characteristics of impact craters from Mini-RF observations and implications for ice detection at the polar regions of the Moon. Journal of Geophysical Research: Planets, 118(8): 1582-1608 [DOI: 10.1002/jgre.20110]

Fassett C I, Head J W, Kadish S J, Mazarico E, Neumann G A, Smith D E and Zuber M T. 2012. Lunar impact basins: stratigraphy, sequence and ages from superposed impact crater populations measured from lunar orbiter laser altimeter (LOLA) data. Journal of Geophysical Research: Planets, 117(E12): E00H06 [DOI: 10.1029/2011JE003951]

Garrick-Bethell I and Miljković K. 2018. Age of the lunar South Pole-Aitken basin//49th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands: [s.n.]

Garrick-Bethell I and Zuber M T. 2009. Elliptical structure of the lunar South Pole-Aitken basin. Icarus, 204(2): 399-408 [DOI: 10.1016/j.icarus.2009.05.032]

Hapke B. 1993. Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy.

Cambridge: Cambridge University Press

Head J W. 1974. Orientale multi-ringed basin interior and implications for the petrogenesis of lunar highland samples. The Moon, 11(3/4): 327-356

Hiesinger H, van der Bogert C H, Pasckert J H, Schmedemann N, Robinson M S, Jolliff B and Petro N. 2012. New crater size-frequency distribution measurements of the South Pole-Aitken Basin//43rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands: [s.n.]: 2863

Hu T, Yang Z, Li M, van der Bogert C H, Kang Z Z, Xu X J and Hiesinger H. 2023. Possible sites for a Chinese international lunar research station in the lunar South Polar region. Planetary and Space Science, 227: 105623 [DOI: 10.1016/J.PSS.2022.105623]

Hurley D M, Siegler M A, Cahill J T S, Colaprete A, Costello E, Deutsch A N, Elphic R C, Fa W Z, Grava C, Hayne P O, Heldmann J, Hendrix A R, Jordan A P, Killen R M, Klima R L, Kramer G, Li S, Liu Y, Lucey P G, Mazarico E, Pendleton Y, Poston M, Prem P, Retherford K D and Schaible M. 2023. Surface volatiles on the Moon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 89(1): 787-827 [DOI: 10.2138/rmg.2023.89.18]

Ji J Z, Guo D J, Liu J Z, Chen S B, Ling Z C, Ding X Z, Han K Y, Chen J P, Cheng W M, Zhu K, Liu J W, Wang J T, Chen J and Ouyang Z Y. 2022. The 1: 2,500,000-scale geologic map of the global Moon. Science Bulletin, 67(15): 1544-1548 [DOI: 10.1016/j.scib.2022.05.021]

Krasilnikov S S, Ivanov M A, Head J W and Krasilnikov A S. 2023. Geologic history of the south circumpolar region (SCR) of the Moon. Icarus, 394: 115422 [DOI: 10.1016/j.icarus.2022.115422]

Landis M E, Hayne P O, Williams J P, Greenhagen B T and Paige D A. 2022. Spatial distribution and thermal diversity of surface volatile cold traps at the lunar poles. The Planetary Science Journal, 3(2): 39 [DOI: 10.3847/PSJ/ac4585]

Lawrence D J. 2017. A tale of two poles: toward understanding the presence, distribution, and origin of volatiles at the polar regions of the Moon and Mercury. Journal of Geophysical Research: Planets, 122(1): 21-52 [DOI: 10.1002/2016JE005167]

Lawrence D J, Feldman W C, Elphic R C, Little R C, Prettyman T H, Maurice S, Lucey P G and Binder A B. 2002. Iron abundances on the lunar surface as measured by the lunar prospector gamma-ray and neutron spectrometers. Journal of Geophysical Research: Planets, 107(E12): 5130 [DOI: 10.1029/2001JE001530]

Lemelin M, Blair D M, Roberts C E, Runyon K D, Nowka D and Kring D A. 2014. High-priority lunar landing sites for in situ and sample return studies of polar volatiles. Planetary and Space Science, 101: 149-161 [DOI: 10.1016/j.pss.2014.07.002]

Lemelin M, Lucey P G, Song E and Taylor G J. 2015. Lunar central peak mineralogy and iron content using the Kaguya Multiband Imager: reassessment of the compositional structure of the lunar crust. Journal of Geophysical Research: Planets, 120(5): 869-887 [DOI: 10.1002/2014JE004778]

Lucey P G. 2009. The poles of the Moon. Elements, 5(1): 41-46 [DOI: 10.2113/gselements.5.1.41]

Lucey P G, Neumann G A, Riner M A, Mazarico E, Smith D E, Zuber M T, Paige D A, Bussey D B, Cahill J T, Mcgovern A, Isaacson P, Corley L M, Torrence M H, Melosh H J, Head J W and Song E. 2014. The global albedo of the Moon at 1064 nm from LOLA. Journal of Geophysical Research: Planets, 119(7): 1665-1679 [DOI: 10.1002/2013JE004592]

Lucey P G, Petro N, Hurley D M, Farrell W M, Prem P, Costello E S, Cable M L, Barker M K, Benna M, Dyar M D, Fisher E A, Green R O, Hayne P O, Hibbitts K, Honniball C, Li S, Malaret E, Mandt K, Mazarico E, McCanta M, Pieters C, Sun X L, Thompson D and Orlando T. 2022. Volatile interactions with the lunar surface. Geochemistry, 82(3): 125858 [DOI: 10.1016/j.chemer.2021.125858]

Mazarico E, Neumann G A, Smith D E, Zuber M T and Torrence M H. 2011. Illumination conditions of the lunar polar regions using LOLA topography. Icarus, 211(2): 1066-1081 [DOI: 10.1016/j.icarus.2010.10.030]

Melosh H J. 1989. Impact Cratering: A Geologic Process. New York: Oxford University Press: 253

Meyer H M, Denevi B W, Boyd A K and Robinson M S. 2016. The distribution and origin of lunar light plains around Orientale basin. Icarus, 273: 135-145 [DOI: 10.1016/j.icarus.2016.02.014]

Mitrofanov I G, Sanin A B, Boynton W V, Chin G, Garvin J B, Golovin D, Evans L G, Harshman K, Kozyrev A S, Litvak M L, Malakhov A, Mazarico E, McClanahan T, Milikh G, Mokrousov M, Nandikotkur G, Neumann G A, Nuzhdin I, Sagdeev R, Shevchenko V, Shvetsov V, Smith D E, Starr R, Tretyakov V I, Trombka J, Usikov D, Varenikov A, Vostrukhin A and Zuber M T. 2010. Hydrogen mapping of the lunar South Pole using the LRO neutron detector experiment LEND. Science, 330(6003): 483-486 [DOI: 10.1126/science.1185696]

Muehlberger W R, Batson R M, Cernan E A, Freeman V L, Hait M H, Holt H E, Howard K A, Jackson E D, Larson K B, Reed V S, Rennilson J J, Schmitt H H, Scott D H, Sutton R L, Stuart-Alexander D, Swann G A, Trask N J, Ulrich G E, Wilshire H G and Wolfe E W. 1973. Preliminary Geologic Investigation of the Apollo 17 Landing Site. National Aeronautics and Space Administration

National Research Council. 2007. The Scientific Context for Exploration of the Moon. Washington: National Academies Press

Nozette S, Rustan P, Pleasance L P, Kordas J F, Lewis I T, Park H S, Priest R E, Horan D M, Regeon P, Lichtenberg C L, Shoemaker E M, Eliason E M, Mcewen A S, Robinson M S, Spudis P D, Acton C H, Buratti B J, Duxbury T C, Baker D N, Jakosky B M, Blamont J E, Corson M P, Resnick J H, Rollins C J, Davies M E, Lucey P G, Malaret E, Massie M A, Pieters C M, Reisse R A, Smith D E, Sorenson T C, Breugge R W V and Zuber M T. 1994. The Clementine mission to the Moon: scientific overview. Science, 266(5192): 1835-1839 [DOI: 10.1126/science.266.5192.1835]

Nozette S, Lichtenberg C L, Spudis P, Bonner R, Ort W, Malaret E,

Robinson M, Shoemaker E M. 1996. The clementine bistatic radar experiment. Science, 274: 1495-1498 [DOI: 10.1126/science.274.5292.1495]

Oberbeck V R. 1975. The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. Reviews of Geophysics, 13(2): 337-362 [DOI: 10.1029/RG013i002p00337]

Orgel C, Michael G, Fassett C I, van der Bogert C H, Riedel C, Kneissl T and Hiesinger H. 2018. Ancient bombardment of the inner solar system: reinvestigation of the "fingerprints" of different impactor populations on the lunar surface. Journal of Geophysical Research: Planets, 123(3): 748-762 [DOI: 10.1002/2017JE005451]

Paige D A, Siegler M A, Zhang J A, Hayne P O, Foote E J, Bennett K A, Vasavada A R, Greenhagen B T, Schofield J T, McCleese D J, Foote M C, Dejong E, Bills B G, Hartford W, Murray B C, Allen C C, Snook K, Soderblom L A, Calcutt S, Taylor F W, Bowles N E, Bandfield J L, Elphic R, Ghent R, Glotch T D, Wyatt M B and Lucey P G. 2010. Diviner lunar radiometer observations of cold traps in the Moon's South Polar region. Science, 330(6003): 479-482 [DOI: 10.1126/science.1187726]

Qiao L, Ling Z C, Fu X H and Li B. 2019a. Geological characterization of the Chang'e-4 landing area on the lunar farside. Icarus, 333: 37-51 [DOI: 10.1016/j.icarus.2019.05.029]

Qiao L, Ling Z C, Head J W, Ivanov M A and Liu B. 2019b. Analyses of lunar orbiter laser altimeter 1,064-nm albedo in permanently shadowed regions of polar crater flat floors: implications for surface water ice occurrence and future in situ exploration. Earth and Space Science, 6(3): 467-488 [DOI: 10.1029/2019EA000567]

Rosenburg M A, Aharonson O, Head J W, Kreslavsky M A, Mazarico E, Neumann G A, Smith D E, Torrence M H and Zuber M T. 2011. Global surface slopes and roughness of the Moon from the Lunar Orbiter Laser Altimeter. Journal of Geophysical Research: Planets, 116(E2): E02001 [DOI: 10.1029/2010JE003716]

Schorghofer N, Williams J P, Martinez-Camacho J, Paige D A and Siegler M A. 2021. Carbon dioxide cold traps on the Moon. Geophysical Research Letters, 48(20): e2021GL095533 [DOI: 10.1029/2021GL095533]

Siegler M, Paige D, Williams J P and Bills B. 2015. Evolution of lunar polar ice stability. Icarus, 255: 78-87 [DOI: 10.1016/j.icarus.2014.09.037]

Smith D E, Zuber M T, Jackson G B, Cavanaugh J F, Neumann G A, Riris H, Sun X L, Zellar R S, Coltharp C, Connelly J, Katz R B, Kleyner I, Liiva P, Matuszeski A, Mazarico E M, McGarry J F, Novo-Gradac A M, Ott M N, Peters C, Ramos-Izquierdo L A, Ramsey L, Rowlands D D, Schmidt S, Scott V S, Shaw G B, Smith J C, Swinski J P, Torrence M H, Unger G, Yu A W and Zagwodzki T W. 2010. The lunar orbiter laser altimeter investigation on the lunar reconnaissance orbiter mission. Space Science Reviews, 150(1): 209-241 [DOI: 10.1007/s11214-009-9512-y]

Song E, Bandfield J L, Lucey P G, Greenhagen B T and Paige D A. 2013. Bulk mineralogy of lunar crater central peaks via thermal infrared spectra from the diviner lunar radiometer: a study of the Moon's crustal composition at depth. Journal of Geophysical Research: Planets, 118(4): 689-707 [DOI: 10.1002/jgre.20065]

Speyerer E J, Robinson M S, Boyd A, Wagner R V and Henriksen M R. 2020. Exploration of the lunar South Pole with LROC data products//Lunar Surface Science Workshop. Denver: [s.n.]: 5132

Spudis P D, Bussey D B J, Baloga S M, Cahill J T S, Glaze L S, Patterson G W, Raney R K, Thompson T W, Thomson B J and Ustinov E A. 2013. Evidence for water ice on the Moon: results for anomalous polar craters from the LRO Mini-RF imaging radar. Journal of Geophysical Research: Planets, 118(10): 2016-2029 [DOI: 10.1002/jgre.20156]

Spudis P D, Bussey D B J, Butler B, Carter L, Chakraborty M, Gillis-Davis J, Goswami J, Heggy E, Kirk R, Neish C, Nozette S, Patterson W, Robinson M, Raney R K, Thompson T, Thomson B J and Ustinov E. 2010. Results of the mini-SAR imaging radar, Chandrayaan-1 mission to the Moon//41st Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands: [s.n.]: 1224

Teodoro L F A, Eke V R and Elphic R C. 2010. Spatial distribution of lunar polar hydrogen deposits after KAGUYA (SELENE). Geophysical Research Letters, 37(12): L12201 [DOI: 10.1029/2010GL042889]

Tompkins S and Pieters C M. 1999. Mineralogy of the lunar crust: results from Clementine. Meteoritics and Planetary Science, 34(1): 25-41 [DOI: 10.1111/j.1945-5100.1999.tb01729.x]

Watson K, Murray B C and Brown H. 1961. The behavior of volatiles on the lunar surface. Journal of Geophysical Research, 66(9): 3033-3045 [DOI: 10.1029/JZ066i009p03033]

Wilhelms D E, Howard K A and Wilshire H G. 1979. Geologic Map of the South Side of the Moon. U.S. Geological Survey

Wilhelms D E, McCauley J F and Trask N J. 1987. The Geologic History of the Moon. U.S. Geological Survey

Williams J P, Greenhagen B T, Paige D A, Schorghofer N, Sefton-Nash E, Hayne P O, Lucey P G, Siegler M A and Aye K M. 2019. Seasonal polar temperatures on the Moon. Journal of Geophysical Research: Planets, 124(10): 2505-2521 [DOI: 10.1029/2019JE006028]

Xi X X, Liu S F, Wu Z Y, Wei W, Jiao Z H and Li L. 2012. The Interpretation of the land form of Sinus Iridum on the Moon based on the roughness. Remote Sensing for Land and Resources, 24(1): 95-99 (奚晓旭, 刘少峰, 吴志远, 韦蔚, 焦中虎, 李力. 2012. 基于粗糙度的月表虹湾地区地形地貌解译. 国土资源遥感, 24(1): 95-99) [DOI: 10.6046/gtzyyg.2012.01.17]

Yingst R A, Chuang F C, Berman D C and Mest S C. 2016. Geologic mapping of the Planck Quadrangle of the Moon (LQ-29)//47th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands: [s.n.]: 1680

Zhang J A and Paige D A. 2009. Cold-trapped organic compounds at the poles of the Moon and Mercury: Implications for origins. Geophys Res Lett 36. https://doi.org/10.1029/2009GL038614

Geological characteristics and evolution history of the Amundsen Crater at the south polar region of the Moon

ZHANG Yuzheng，QIAO Le，CHEN Jian，ZHANG Jiang，LI Bo，LING Zongcheng

Shandong Key Laboratory of Optical Astronomy and Solar-Terrestrial Environment, School of Space Science and Physics, Institute of Space Sciences, Shandong University, Weihai 264209, China

Abstract：The Amundsen impact crater, with a diameter of about 103 km, is one of the most remarkable geomorphological features in the south polar region of the Moon. The crater floor hosts extensive plain terrains and permanent shadowed regions, with the enrichment of hydrogen elements, making it one of the most prioritized candidate landing areas for future volatile prospecting missions in the lunar south polar region. However, the detailed geological characteristics and evolution history of this region are poorly constrained. To serve future exploration needs of the lunar polar regions, investigated the geological context and characteristics of the Amundsen region are systematically using multisource high-resolution remote sensing data including topography, spectroscopy, and solar illumination conditions. The topographical signature of the Amundsen crater is well preserved and is one of the representative complex impact craters on the Moon. Over 2000 km^2 of plain terrains occur on the crater floor, with an average slope less than 5°. The composition and albedo analyses reveals that these floor plains are characterized with high albedo and low iron content, which is clearly different from mare plains, and indicate that these plains probably originated from ejecta materials from distant impact craters/basins, especially the Schrodinger basin, rather than volcanic eruption. In addition, the Amundsen crater area is characterized with elevated abundance of hydrogen, which shows its enormous potential for water ice prospecting. A new, large-scale geological map of the Amundsen area is created, and the regional multistage geological evolutionary history is investigated. Comparison with the Von Kármán crater mare plain where China's Chang'e-4 mission landed suggests that the Amundsen crater floor plain has the topographical conditions for soft landing efforts, while its special characteristics of solar illumination condition, surface temperature, and the provenance of the plains materials bring scientific opportunities and technological challenges for landing exploration missions.

Key words：Amundsen crater, lunar polar region, volatile components, permanently shadowed region, morphology, geological evolution

Supported by National Key Research and Development Program (No. 2019YFE0123300); National Natural Science Foundation of China (No. 42241107); Young Scholars Program of Shandong University, Weihai (No. 202207)