深空探测学报(中英文)
Journal of Deep Space Exploration

极区月壤和水冰形成演化机制及物理特性研究

李雄耀，魏广飞，曾小家，李　阳，唐　红，刘建忠，姜生元，邹　猛，马继楠，王　储，贺怀宇，郑万平，CLOUTICSEdward

Review of the Lunar Regolith and Water Ice on the Poles of the Moon

LI Xiongyao, WEI Guangfei, ZENG Xiaojia, LI Yang, TANG Hong, LIU Jianzhong, JIANG Shengyuan, ZOU Meng, MA Jinan, WANG Chu, HE Huaiyu, ZHENG Wanping, and CLOUTICS Edward

在线阅读 View online: https://doi.org/10.15982/j.issn.2096-9287.2022.20210147

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

月球水冰探测

Lunar Water-Ice Exploration

深空探测学报(中英文）. 2020, 7(3): 290-296

月球极区水冰资源原位开发利用研究进展

Reseach Prospects of Lunar Polar Water Ice Resource In-Situ Utilization

深空探测学报(中英文）. 2020, 7(3): 241-247

月球极区探测轨道设计

Orbit Design for Lunar Polar Region Exploration

深空探测学报(中英文）. 2020, 7(3): 248-254

月球极区钻取采样技术

Research of Drilling and Sampling Technique for Lunar Polar Region Exploration

深空探测学报(中英文）. 2020, 7(3): 278-289

月球浅层月壤螺旋钻具进芯机制设计

Design of Coring Dynamics with Shallow Loose Lunar Regolith

深空探测学报(中英文）. 2021, 8(3): 252-258

月球极区探测的主要科学与技术问题研究

Research on the Main Scientific and Technological Issues on Lunar Polar Exploration

深空探测学报(中英文）. 2020, 7(3): 223-231

极区月壤和水冰形成演化机制及物理特性研究

李雄耀[1]，魏广飞[1]，曾小家[1]，李 阳[1]，唐 红[1]，刘建忠[1]，姜生元[2]，邹 猛[3]，马继楠[4]，王 储[4]，贺怀宇[5]，郑万平[6]，CLOUTICS Edward[7]

（1. 中国科学院 地球化学研究所，贵阳 550081；2. 哈尔滨工业大学 机电学院，哈尔滨 150001；3. 吉林大学，长春 130021；4. 中国空间技术研究院，北京100094；5. 中国科学院 地质与地球物理研究所，北京 100029；6. 卢森堡航天技术有限公司，卢森堡；7. 温尼伯格大学，温尼伯格 R3B 2E9）

摘 要： 月球极区独特的光照条件和表面环境特征是水富集和保存的理想场所，探测永久阴影区内的水冰对科学研究和开发利用月球资源具有重要的意义。综合调研了国际上在月球极区开展的理论研究和遥感探测成果，阐述了极区地质、表面光照条件和热环境特征。介绍了极区月壤和水的形成演化机制及水冰可能的赋存状态。系统梳理了国际上关于极区水冰的探测历程和方法，综合各种探测结果后取得的关于水冰分布特征的认识。根据分析Apollo 16样品后得到的物性、化学、矿物组成和粒径分布基本特征，提出了极区月壤模拟样品制备标准。通过对月球极区探测结果梳理并建立了系统认识极区地质演化的框架，为将来的月球极区月壤和水冰探测提供较为全面的参考。

关键词： 月球极区探测；含冰月壤；水冰赋存状态；演化机制；目标特性

中图分类号： V11 **文献标识码：** A **文章编号：** 2096-9287(2022)02-0123-11

DOI:10.15982/j.issn.2096-9287.2022.20210147

引用格式： 李雄耀，魏广飞，曾小家，等. 极区月壤和水冰形成演化机制及物理特性研究[J]. 深空探测学报（中英文），2022，9（2）：123-133.

Reference format: LI X Y，WEI G F，ZENG X J，et al. Review of the lunar regolith and water ice on the poles of the Moon[J]. Journal of Deep Space Exploration，2022，9（2）：123-133.

引 言

月球是距离地球最近的天体，也是迄今人类开展探测次数最多且最为全面的太阳系天体。通过遥感、无人和载人探测，科学家获得了大量的探测数据和返回样品。“嫦娥五号”任务成功实现月球无人采样返回。月面探测活动和采样点集中分布在月球中低纬度区域，而月球极区，尤其是永久阴影区至今还未开展过无人或载人的月面探测活动。阴影区长期没有光照[1-3]，科学家无法直接获取其表面光学影像，或利用月球轨道在特殊的位置处撞击坑底部，接收坑壁散射光获取影像来分析水冰的分布特征[4]。这也是吸引世界各航天大国纷纷制定极区探测任务的主要原因之一。

从美国发射“克莱门汀号”（Clementine）探测任务开始，科学家将目光瞄准了月球极区，搭载的双基地雷达获取的永久阴影区回波信号发现了水冰的存在[5]。“月球勘探者号”（Lunar Prospector，LP）[6]、“月船一号”（Chandrayaan-1）[7]、“月球勘测轨道器”（Lunar Reconnaissance Orbiter，LRO）[8–10]和“月球观测和传感卫星”（Lunar Crater Observation and Sensing Satellite，LCROSS）[11]分别采用不同的载荷和手段对月球永久阴影区水冰开展探测并取得了一定的认识。但水冰在月壤中的分布特征和赋存状态仍是未知的问题，为此美国国家航空航天局（National Aeronautics and Space Administration，NASA）启动了继“阿波罗”（Apollo）载人登月任务后的“阿尔忒弥斯”（Artemis）探测任务，计划于2024年对月球南极开展载人探测。“挥发物调查极区探索巡视器”（Volatiles Investigating Polar Exploration Rover，VIPER）计划于2023年着陆到南极Nobile撞击坑（85.2°S 53.5°E），对坑缘西侧开展水和其它资源的探测。印度空间研究组织（Indian Space Research Organisation，ISRO）和日本宇宙航空研究开发机构（Japan Aerospace eXploration Agency，JAXA）计划联合针对月球南极开展无人探测。欧洲航天局（European Space Agency，ESA）将与俄罗斯联邦

收稿日期：2021-12-07 修回日期：2022-01-06

基金项目：中国科学院类地行星先导专项B（XDB41000000）；国家自然科学基金（41803052, 41931077）；中科院前沿科学重点研究计划（QYZDY-SSW-DQC028）

航天局（Roscosmos）合作发射Luna 27任务，探测月球南极地区的水冰。中国也正在规划月球南极探测任务，拟对南极月壤和挥发分（包括水冰）开展无人探测[12-13]。

遥感探测获取的信息，包括地形地貌、元素成分、矿物组成、水的分布、表面光照条件和热环境等。但科学家对水冰在月壤中的分布形式、赋存状态、储量等仍没有定论，目前分别从理论模型、实验模拟、遥感探测等不同方面解释了永久阴影区水的来源，即月球内部去气、太阳风作用、含水流星体和彗星撞击[14-19]，但每种机制对永久阴影区水储量的贡献以及在过去几十亿年中水的演化机制仍不明确。

与遥感探测相比，月面无人探测通过原位采样分析可准确获取极区物质的成分、元素及同位素信息，尤其是永久阴影区内的水和其它挥发分。这对研究月球内部物质演化、水的来源、早期太阳系氢氧同位素组成等具有重要的科学意义[20-22]。通过月面的巡视探测、钻采取样等可准确详细地获取永久阴影区内水冰在月壤中的分布形式和赋存状态，对研究水的演化机制具有重要作用并对工程上如何实现开采、提取和利用水资源具有重要的指导意义。

本文通过调研国内外关于极区月壤和水冰探测方面的研究成果，从理论研究、实验模拟、样品分析和遥感探测，系统地梳理了极区的地质和环境特征、月壤和水的演化机制、月壤的基本物性（力、热、电）及制备模拟月壤的参考规范。

1 极区地质和环境特征

1.1 极区地质特征

月球的地质可粗略描述为月球早期表面是岩浆洋，随着岩浆的冷却斜长石最先结晶并上浮，逐渐冷却堆积形成月球高地。大撞击事件形成了大型的撞击盆地，后期玄武岩、岩浆进一步充填盆地。随后的流星体持续轰击引起局部的月海和高地物质混合。经过几十亿年的撞击作用，月表基岩逐渐被破裂粉碎形成月壤[23]。月球没有大气，月表昼夜温度变化幅度很大，岩石的热疲劳作用也会加速月壤的形成[24]。太阳风粒子、宇宙射线和微陨石的撞击是月壤性质改造的重要过程。太阳风注入的H、He等气体或离子，改变了月表矿物的晶体结构及光谱性质，并带入了外来的成分；微陨石轰击（平均速度大于15 km/s）主要产生颗粒局部熔融和溅射，改变颗粒表层结构特性[25]。

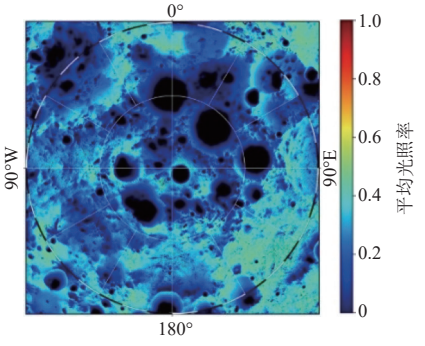
月球北极和南极大部分区域均为高地，与中低纬度的高地在地形地貌、岩石成分等方面并无明显差异，推测月球极区主要分布着最早结晶的古老斜长岩，其形成的月壤亦以斜长质为主。太空风化对月壤的成熟度和矿物微观结构的改造作用明显。月球南极区域最明显的地质特征是具有太阳系最大的撞击盆地，即南极艾特肯（South Pole-Aitken，SPA）盆地。SPA形成于月壳固结之后，年龄在3.9～4.3 Ga。SPA盆地巨大（直径2 500 km，深度达12 km），其撞击过程中可能挖掘出了大量的月壳物质甚至上月幔物质，范围覆盖了Shackleton撞击坑[26]。

1.2 极区表面环境特征

1）光照特征

相比中低纬度区域，极区受到的地形遮挡显著，光照条件复杂。因为月球赤道平面相对黄道平面的倾角仅1.54°，越靠近极点太阳的入射角越接近90°。在靠近撞击坑底部的区域光线始终（18.6 a章动周期）被遮挡从而形成永久阴影区[1-2]。小至微陨坑，大到几十千米的撞击坑都可形成永久阴影区。

Clementine首次获取了覆盖全月的地形数据，Margot等[27]采用光线示踪法首次计算并绘制了南极的光照率。“月亮女神”（Kaguya）探测器获取了全月高分辨率地形数据，Noda等[28-29]同样采用光线示踪法计算了月球极区的光照率并给出了永久阴影区的分布范围。LRO上搭载的激光高度计获取了覆盖月球极区的高精度（10 m）地形数据。Mazarico等[1-2, 30-31]均采用最大地形高度角法计算了月球极区的光照率，并对部分潜在着陆区的光照条件进行了详细分析。图1展示了基于高精度激光高度计（Lunar Orbiter Laser Altimeter，LOLA）的数据（60 m/pixel），Mazarico计算了月球18.6 a章动周期内的南极地区平均光照率。此外，Speyerer等[3]根据LRO上搭载的广角相机获取的极区连续影像和拍摄时间，计算了极区的光照率分布。与理论计算值相比结果更为直接，但观测时间相对有限。



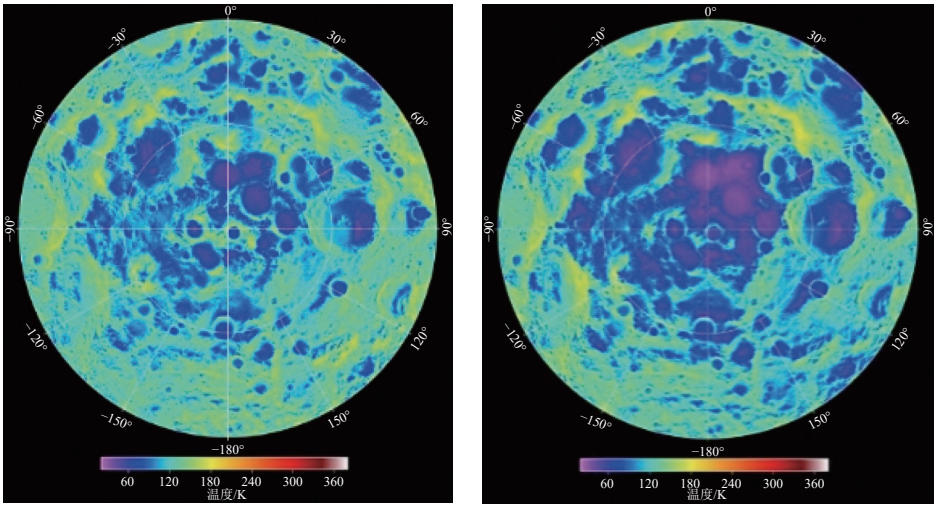
注：该图采用的是极方位投影，数据来源于http://imbrium.mit.edu/。

图 1 月球南极（>85°S）年平均光照率分布

Fig. 1 Annual average illumination rate of lunar south polar region (>85°S)

2）热环境特征

太阳辐射是影响月面热环境的最直接驱动因素。月球自身的热惯量非常小，白天月球表面的温度主要是吸收太阳入射辐射获取到的，但地形也会改变太阳光照条件从而对表面热环境产生重要的影响[32-33]。理论研究表明由于撞击坑坑壁会散射部分太阳辐射和地球返照，导致永久阴影区的部分区域温度升高加速了水冰的升华[34]，使水冰无法长时间保存在其表面上。截止目前，LRO搭载的Diviner是世界首个对月表热环境进行系统性探测的载荷[35]。研究人员利用其长达10 a的观测，获取了覆盖极区任意时刻的温度分布特征。结果表明，从月球极区季节性温度波动看，温度恒小于110 K的北极区域（ > 80°N）有5 300 km^2，南极（ > 80°S）有13 000 km^2[36]。这比理论计算的永久阴影区面积（北极12 866 km^2，南极16 055 km^2）要小很多。图2展示了月球南极区域夏季和冬季的平均温度分布特征，可以看出季节性变化对光照区温度的影响不是很明显，但对永久阴影区的温度有显著的影响，表现出明显的季节效应，即季节性阴影区。在冬季和夏季之间，季节性阴影区的温度差最大可达100 K以上[36]。



（a）夏季　　（b）冬季

图 2　月球南极平均温度分布[36]

Fig. 2　Averaged lunar southern temperatures[36]

2　极区月壤及水冰特性

2.1　极区月壤形成及演化机制

极区月壤主要为高地斜长质，其形成和演化过程与月球其它区域类似。可描述为两个相反的过程：破碎，通过撞击作用挖掘破碎新鲜岩石形成月壤；胶结，通过撞击熔融作用将破碎的岩石碎屑等月壤颗粒胶结成块。太阳风粒子、宇宙射线和微陨石的撞击是月壤性质改造的重要过程。太阳风主要是通过注入H、He等气体或离子，改变月表矿物的晶体结构及光谱性质，并带入外来成分；微陨石轰击主要是会造成颗粒局部熔融和溅射，改变了颗粒表层结构特性。

永久阴影区温度极低，该区域的月壤与捕获的水相互作用形成特殊的混合物，其形成演化受到月壤改造和水捕获这两个过程的制约。永久阴影区月壤特性可能的表现：①缺少太阳风的改造特征，如矿物表面的非晶化现象和纳米相单质铁的形成，但溅射而来的月壤仍保存与源区月壤相似的性质；②以“冷阱”形式捕获和保存更多的挥发分；③月壤形成和改造过程中有一定含量的水（冰）参与，水分子进入矿物晶格形成含水矿物。

2.2　极区水的来源及演化机制

1961年，Watson等[14]首次提出月球极区水的形成一部分来自于冷阱区域自身的净冷凝量；另一部分来自于月球内部释放的水分子量，认为水分子的逃逸机制主要是太阳风离子轰击、离子化及重力作用。Arnold[17]进一步总结提出，月球两极水冰的来源主要是太阳风作用、含水陨石（彗星）撞击、月球内部释放等，不过来自月球内部的水对永久阴影区水冰的贡献很少。

通过预估撞击频率和撞击体的大小，Arnold计算出可能有10^{16}～10^{17} g的水在过去20亿年里到达月球。撞击时能量很高（可达60 km/s），绝大多数的水在撞击过程中由于高温而耗散[37]。Morgan等[38]估算出在撞击中75%的物质会分解或逃逸。Ong等[39]对不同速度的

彗星撞击月表进行了数值模拟，结果发现低速（5 km/s）撞击时将发生一系列热解吸附、汽化和脱气等作用，但这些气体分子并没有全部逃逸到太空，而是通过热逃逸作用向极区迁移。当然，这种热逃逸运移水分子的机制实际上是否存在、月球极地水冰的确切来源有待未来的月球探测加以判断。判断的一个重要标准是月球水冰的D/H比值，彗星起源水的一个重要特征就是异常高的D含量，D/H比值3×10^{-4}[40]。而太阳风注入月表的D/H比值约2×10^{-5}[41]，流星体撞击带入的D/H约（2～5）$\times10^{-4}$[42]。在高速（60 km/s）撞击条件下几乎所有的水都会逃离月球。通过对所有可能的情况进行模拟研究分析，Ong等[39]认为大约有6.5%的彗星或小行星物质会留在月球，因而估计在最近 的10亿年里约有1.3×10^{14}～1.3×10^{15} g的水保存下来并迁移至极区。对于100 K以下的环境，水分子在其中的滞留时间至少达10^5～10^9 a。

2.3 水冰的赋存状态

根据样品分析和遥感探测及结合月面巡视器探测结果推测，月壤中水的赋存状态主要包括3种：矿物晶格中的结构水、颗粒表面吸附水和水冰。光照区为结构水，永久阴影区存在结构水、吸附水和水冰。

矿物结构水主要以羟基的形式与阳离子结合存在于晶格中，相对较为稳定，主要是含水岩浆在冷却过程中结晶矿物捕获羟基及太阳风质子注入硅酸盐矿物中形成，是光照区月壤水的主要存在方式。Chandrayaan-1上搭载的月球矿物绘图仪（Moon Mineralogy Mapper，M^3）探测到在红外光谱2.8 μm附近存在水的吸收峰[7]。同时，由于撞击溅射和静电迁移等，光照区的月壤也可进入永久阴影区并保存下来。此外，最新的“嫦娥五号”样品测试分析也进一步表明，其最大含水量可达283 ± 22 ppm[43]。矿物结构水在极区光照区和永久阴影区的月壤中均有存在。

颗粒表面吸附水主要是吸附于矿物颗粒表面的水分子，在月球表面高真空条件下容易脱附，只能稳定地存在于极低温度的永久阴影区。月球南极永久阴影区温度通常在110 K之下，以“冷阱”形式捕获自由运动水分子（包括由光照区迁移而来、早期岩浆去气及彗星撞击等产生的水分子）并保存下来。经过长期捕获，月壤颗粒表面可形成连续或不连续的水分子吸附膜，若吸附水分子足够多将形成“冰膜”。值得一提的是，最近NASA与德国航空航天中心（Deutsches Zentrum fr Luft- und Raumfahrt，DLR）联合开展的同温层红外线天文台（Stratospheric Observatory For Infrared Astronomy，SOFIA）任务在月球南半球光照区也探测到了100 ～ 412 ppm含量的水分子信号，相当于撒哈拉沙漠水含量的百分之一[44]。

埋藏在永久阴影区的月壤次表层或表面呈斑片状分布的水冰[45]。因撞击溅射等作用，永久阴影区内的月壤在逐渐积累，原先位于表面的月壤颗粒及可能暴露的水冰逐步被全部或部分埋藏。随着埋藏深度的增加及月球内部热流的作用，温度也逐渐升高。当温度高于脱附或升华温度时，颗粒表面的吸附水发生脱附或升华往上逃逸。但当水分子迁移至温度低于脱附或升华温度的月壤层时，重新被该层位的月壤颗粒吸附。随着时间推移将形成在某一层位富集水冰，而其下月壤为干燥月壤。

3 极区水的探测

3.1 探测方法

以美国为代表的国家开展了一系列的月球极区水的探测，探测手段包括雷达、中子、近红外。针对极区水的探测任务和结果已有相关的论文报道[46–48]，本文综合探测原理和结果，从探测方法分类介绍极区水的探测。

1）雷达探测

Stacy利用Arecibo天文台2.38 GHz地基合成孔径雷达以125 m空间分辨率、双极化方式搜寻永久阴影区的水冰[49]。发现了雷达回波同向极化增加的现象，不过这可能是水冰引起的，也可能是表面粗糙度引起的。

Clementine探测器搭载的双基地雷达，从轨道器向月球上的目标物体发射电磁波信号，在地球上接收反射回来的电磁波，由此获得目标物体的性质。当Clementine运行到月球南极上空200 km处并与月球、地面接收站成一条直线时，同向极化和圆极化率（Circular Polarization Ratio，CPR）明显增大，出现了特殊的散射效应，即雷达回波不呈现月表岩石碎屑应有的特征，呈现出水冰的特征[5]。有科学家认为Clementine搭载的雷达对极区观测采用的入射角过大（82°～90°），会因遮蔽、衍射、多次散射效应而产生异常。

Chandrayaan-1探测器搭载的微型合成孔径雷达（Mini-SAR）利用独特的混合偏振结构，能分辨出由水冰引起的体积散射或其他散射机制（如亚波长尺度的表面粗糙度）。Spudis等[50]发现月球北极存在40多处CPR异常点，在排除10余个新鲜撞击坑的表面粗糙度及坡度影响后，剩下的较古老的撞击坑与中子探测仪探测到的H分布十分吻合，认为这些异常点是由水冰引起的。

LRO搭载的多频率合成孔径雷达（Mini-RF），Mini-RF在Mini-SAR的基础上，实现了双波段（S波段12.6 cm和X波段4.2 cm）和双分辨率（150 m和30 m）的联用，可更好地测定反射信号，进而区分回波信号到底受控于水冰还是表面粗糙度[51]。对月球极区异常CPR的填图显示，发现水冰存在的可能性很大。

目前有关雷达的争议主要集中在CPR是否能够完全指示水冰的存在。以Clementine科学团队为代表的科学家认为主要是水冰造成雷达信号的异常[5, 50, 52]，针对非水冰造成的影响，也有科学家提出了意见，例如斜长石的存在、月壤表面粗糙度的影响、撞击坑的坡度等[49, 53-54]。雷达回波信号存在的反演问题至今尚未得到统一的认识，为月球极区存在水冰留下了希望。

2）中子探测

高能宇宙射线与月表物质作用时会释放中子和其他亚原子粒子，一些能量高且直接逃离月表进入宇宙的中子，称为快中子（500 keV～8 MeV）；一些中子射入月表物质并与其它原子碰撞，如果碰撞的是较重的原子，撞击过程中失去的能量不多，仍然会以接近初始速度运动，当它们到达月球上空的中子探测器时会保持一定的能量，称为超热中子（0.3 eV～500 keV）。如果月球表面某区域氢含量高，任何在这个区域运动的中子在从月表逃逸进入宇宙之前都会被快速“冷却”，即随着速度的变慢能量锐减，变成为热中子（能量＜0.3 eV）。当中子探测仪经过氢含量高空地区时，中子探测器将检测到超热中子数的减少，同时检测到热中子数急剧增加。目标区域的氢含量就可通过不同类型中子计数率的相对高低来反映。

LP搭载的中子探测仪能测量整个月球表面的氢含量，氢信号的强弱可反映含水量的多少。中子探测器可探测到含量小于0.01%的水，探测深度约0.5 m。结果表明：在月球两极存在着丰富的H，北极H的信号比南极稍强[6]。因此推测月球极区可能含有丰富的水冰，且可能是以坚实的近乎纯水冰的形式埋藏于干燥的表土下约40 cm处，也可能是以一层月壤一层水冰的叠层形式储存，可能是不同时期的彗星撞击造成的。

LRO上也搭载了类似的中子探测仪（Lunar Exploration Neutron Detector，LEND）并且配备了准直仪。准直仪可为中子探测器提供更狭窄的视域，使得空间分辨率大幅提高。在对月球南极超热中子流计数时发现[55]，永久阴影区和光照区都存在H含量非常高的特征，认为富含H的层位同时存在于永久阴影区和光照区部分的月壤以下。

3）红外光谱探测

红外光谱探测实质上是一种根据分子内部原子间的相对振动和分子转动等信息确定物质分子结构、鉴别化合物和进行定量分析的方法。当物质中分子吸收了红外辐射后，会引起分子振动–转动能级的跃迁从而形成特定的光谱。红外光谱中吸收峰的位置和形状与分子结构密切相关，可用来鉴别物质的结构组成、确定物质的类型。此外，吸收峰的强度与特定分子含量有关，可用于定量分析。水在红外光谱中主要有5个特征吸收波段：①～2.8 μm附近的OH基频振动峰；②～3.0 μm附近的H_2O基频振动峰；③～1.4 μm附近的-OH倍频振动峰；④～1.9附近的H_2O倍频振动峰；⑤2.1～2.4 μm附近的金属-OH组合频振动峰。在硅酸盐天体中，利用水在红外光谱中的特征峰可以识别出水的存在与否以及水的赋存状态，并估算水的含量。

Cassini、Deep Impact和Chandrayaan-1的3次遥感探测搭载了红外光谱仪且覆盖了-OH和H_2O基频的吸收范围，均获得了关于月球表面水的重要红外信号[7, 56-57]：①3个红外光谱均发现月球表面广泛存在～2.8 μm和～3.0 μm的信号，分别代表了-OH和H_2O，其中2.8 μm的特征峰在整个月球表面都有检测到，而3 μm的特征峰并非全球存在，在部分低纬度赤道地区未检测到信号；②-OH和H_2O的吸收强度与纬度存在正相关性，即在赤道的吸收强度最弱，随着纬度的增加其吸收强度逐渐增强，极区最强，这反映了水从低纬度向高纬度的迁移过程；③-OH和H_2O的吸收强度与温度（光照条件）具有反相关性；④月表水含量与物质成分也有一定的相关性，即月表高地-OH和H_2O的吸收强度均明显强于月海。

针对红外光谱数据的质疑主要体现在热矫正的方法上，最初得到的测试结果没有考虑到月壤热量不均一、两级地区地形及不同时间累加得到的热散射等影响因素。在对Chandrayaan-1的M^3数据采用改进的热模型后，Li等[45]发现-OH含量随纬度的增大而增大，并表现为受太空风化作用的增大而增大。但月球两极大约只有3.5%的永久阴影区含有水冰，其中30%的水冰可能是以“脏冰”的形式存在于月壤中。

4）LCROSS探测

为实现原位直接探测，2009年10月美国启动LCROSS任务，“半人马座”（Centaur）火箭搭载“牧羊号”探测器先后撞向月球南极Cabeus撞击坑，当“半人马座”火箭撞击时，“牧羊号”探测器有4 min对飞溅物进行探测。其中搭载的近红外探测器和UV（ultraviolet）探测器得到的结果证明了水冰的存在[11]，

并计算出水冰含量5.6 ± 2.9 wt%。实际上，撞击产生的溅射羽流中不仅检测到水冰，还包括CO_2、H、Ca、Hg、Mg等挥发分。

3.2 水冰的分布特征

月球表面水的存在受制于多项影响因素，包括表面温度、组成、结晶化及太空风化程度等[58]。永久阴影区温度一般低于110 K，使得其成为天然冷阱，无论是月球存在过短暂的大气或近乎真空的情况下都能够束缚水分子。月球南极永久阴影区面积16 055 km^2，月球北极永久阴影区面积12 866 km^2[20]，理论上南极相对于北极含有更多的水冰。Li等[59]基于改进的M^3热辐射模型分析指出虽然月球北极相对于南极有更小的永久阴影区面积，有更高的含水量，但随着纬度的上升，H/OH/H_2O含量也在上升，“太空风化程度”相对“纬度”对月壤（60～80 μm）水含量造成的影响比较小。另外，年均温度低于110 K的撞击坑大多数显示含暴露水冰，但也有例外，靠近月球南极的Amundsen、Hedervari、Idel’son L、Wiechert的撞击坑和靠近北极的Bosch撞击坑和大多数微型冷阱，结合紫外波段、中子数据、激光红外波段等反映的水冰分布位置，发现那些大型撞击坑内保存的水冰年龄都较老。由于水冰形成速率很慢，新鲜撞击坑内水冰沉积可能很少或没有[45]。对于月球南极撞击坑的最新定年结果显示，大多数水冰确实分布在年龄比较老（>3.1 Ga）的撞击坑内，但也有少量直径15 km左右的新鲜撞击坑含有水冰，这也说明近些年水冰积累的速率加快[60]。Crider等[61]认为永久阴影区水冰在月球进入白天时存在于月球散逸层中，而进入黑夜时稳定存在于次表面。这样的数值模拟得到Sunshine等[56]的观测结果的支持，后者认为表面H含量与当地时相关。最近的数值模拟结果展示[62]，月球两极水分子含量的日均变化超过月球整年水含量变化，同时超过赤道地区水分子含量变化两个数量级。总的来说，通过冷阱效应吸附由光照区迁移而来的水分子是永久阴影区储存水的一个普遍过程。

基于表面光谱反射率的结果显示不同的永久阴影区水冰在空间上是不均匀分布的，尤其是在单个冷阱内[63]，这种不均一的水冰分布模式大多归因于撞击活动[64]。由于地形和表面粗糙度影响[65]，永久阴影区能接收到的热量主要是表面辐射及月球内部热流，进而影响永久阴影区温度分布[34]，导致空间的分布差异。

综合雷达、中子衰弱、近红外等探测结果表明水冰在月壤纵向呈现不规则分布。水分子向下扩散使得表层月壤变得干燥，从而能保护次表层月壤中水分子不容易逃逸或受太空风化作用影响[8]。对水分子含量随月壤深度变化的蒙特卡罗模拟结果显示[64]，太阳风质子的持续植入能使得深度140～160 cm处的月壤富集H，随时间的增加，H含量的最大值没有增大，保持在4 100 ppm，即达到饱和浓度。这种H含量被认为等效成水分子的含量为0.25～2 wt%。Kleinhen等[66]归纳总结了目前所有探测任务的最新研究成果，提出月壤水冰的剖面分布主要由最表层的“霜冻”层、浅表层的冰壤混合层和深部水冰层构成。

4 极区月壤物性及模拟物制备

4.1 极区月壤物理特性

不论是接触式还是非接触式探测，月壤是最直接的探测目标。因此准确了解月壤的物理性质对采用合适的探测手段及相关影响因素分析具有关键的作用。

1）力学性质

月壤主要由硅酸盐矿物和玻璃质组成，两者之间的宏观力学性质较接近。参考静压条件下不同孔隙比月壤样品的压缩系数[23]，可推测出极区月壤孔隙率在51% ～ 35%之间时，对应孔隙比1.04 ～ 0.54，平均压缩系数3 ～ 20，承载力7～ 55 kPa，总体上与月海的月壤基本相当。内聚力和内摩擦角随深度的增大呈现升高的趋势，表层月壤的内聚力在0.44 ～ 0.62 kPa之间，内摩擦角41° ～ 43°之间；30 ～ 60 cm处两者分别在2.4 ～ 3.8 kPa和52° ～ 55°之间。

2）热学性质

太阳系内许多天体无大气，月球、水星和小行星，其表面由于缺少大气层的保护，受到大量流星体撞击后覆盖一层颗粒较小的风化层。这层风化物的热学性质是了解天体表面热状态和地质过程的基本参数。热导率是衡量天体表层风化物热传导能力的重要参数。在真空环境下，粉末物质的热导率（如月壤）比岩石的热导率低几个数量级。热导率除受密度的影响之外，也会受气压、温度、颗粒大小等因素的影响[67-68]。在0.1 torr以下热导率随气压的变化非常小，之后随气压的增大而增大[69-70]。极区月壤斜长石含量较高，而斜长石热导率比辉石和橄榄石小，参照Apollo 16月壤，推测出在100 ～ 400 K内极区月壤热导率（0.5～1.5）×10^{-3} $W·m^{-1}·K^{-1}$间；随着深度的增加，由于密度增大热导率也随之增大，其与月海月壤变化趋势基本一致。

3）电学性质

电导率是度量电流在物质中传输的难易程度，月表硅酸盐属于典型的低电导物质。电导率是影响月尘带电浮扬防护、利用月球的电磁测深数据推导月球内

部的温度剖面及月球矿产资源选冶等所需要的关键参数。

月壤电导率随温度的变化表现出非晶质特征，表明月表的月壤受到了强烈辐射损伤。Apollo 15月壤样品分析结果表明电导率随温度的变化符合指数关系[71]，Apollo 16月岩样品的电导率随温度的变化关系与月壤相似。月表物质的电导率除受月表温度控制外，还受月表太阳辐射的影响。太阳辐射可大大改变月表物质的电导率，使月表物质在太阳晨昏线附近有较大的电荷运动。观测结果表明，黑夜时月表物质的直流电电导率从月壤的10^{-14} ohm/m到月岩的10^{-9} ohm/m不等；当太阳光照射时，月壤和月岩的电导率至少有10^{6} ohm/m以上的增加[23]。

介电常数是度量物质保持电荷间距离的能力（即电荷极化）。对于绝对无水的月岩来说，其矿物组成、结构和构造是决定其电阻率和复介电常数的主要因素；而对结构松散的月壤来说，复介电常数的影响因素主要包括测试频率、样品密度、测试温度、化学成分等4个方面[71-72]。由于极区钛铁氧化物含量较低，相对月海月壤介电常数也较小，相对介电常数1 ～ 8之间，介电损耗0.001 ～ 2之间，纵向由于组分变化小而呈现很小的变化[23]。Apollo16月球样品的复介电常数测量结果显示，其相对介电常数在1.66 ～ 7.82之间，介电损耗在0.001 ～ 2之间。真空介电常数主要与物质的组分相关，根据极区月壤矿物组成与Apollo16样品类似，因此推测也表现出类似的介电属性。

4.2　极区月壤模拟物

月球样品珍贵且稀少，为满足工程探测的大量需求，需要制备相关研究区域的模拟月壤。目前已经公开报道的有3类模拟月壤[73−75]：①典型的月海模拟壤；②典型的高地模拟壤；③南极模拟月壤。本文所关注的是月球南极模拟月壤。

为满足月球南极地区探测的需求，制备月球高地模拟月壤是首要任务。国际上已展开了月球高地模拟壤的工作，并成功模拟出了不同的高地月壤。对于任何模拟月壤应当满足基本的特性：粒径、粒径分布、混合的岩石碎屑、矿物碎屑和玻璃。对于月球高地，超过80%的基岩由钙长岩–苏长岩–橄长岩套组成，而玄武岩仅占基岩的17%左右。目前，国际上普遍以Apollo16样品的综合物性作为高地模拟月壤的参考对象。已经报道的高地模拟壤对比如表1所示。通过对比，NU-LHT-1M/2M模拟壤与Apollo 16样品（64 001/64 002）的成分最为接近，尤其是钙长石含量最为接近，也是衡量高地模拟壤的关键。

表 1　模拟高地月壤与Apollo 16月壤样品成分对比[76]

Table 1　Comparison of mineral composition between lunar highland regolith simulants and Apollo 16 regolith[76]

%

组分	Apollo 16（64 001/64 002）	NU-LHT-1M	NU-LHT-2M	OB-1	JSC-1	JSC-1A	JSC-1AF	FJS-1	MLS-1
岩石碎屑	31.10	—	—	—	90.90	90.90	91.90	80.20	52.30
玻璃	8.90	22.40	7.20	52.60	—	—	—	0.50	36.60
粘合集块岩	32.50	29.00	23.50	—	—	—	—	—	—
斜长岩	23.30	38.80	54.90	43.90	1.50	1.50	3.40	14.10	2.60
钙长石（An%）	95.00	80.00	80.00	75.00	68.00	70.00	70	50.00	47.00
橄榄石	—	2.90	9.50	—	5.60	5.60	4.10	1.10	—
斜辉石	0.60	2.00	4.00	0.10	1.30	1.30	0.40	1.20	2.20
斜方辉石	3.20	4.40	0.20	—	—	—	—	—	—
尖晶石矿物	0.03	0.05	0.01	0.19	—	0.04	0.02	0.05	0.03
铁硫化物	0.01	—	0.04	—	—	—	—	—	—
钙–磷酸盐	0.12	—	0.43	—	—	—	—	—	—
钛铁矿	0.10	0.30	0.20	—	—	0.10	—	0.10	1.10
其它	0.01	0.20	0.10	3.10	—	0.50	0.10	2.6	5.20
总计	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

通过对各个模拟的月壤成分和粒形分布对比，在制备月球高地模拟壤时同样以Apollo16样品为参考对象，但需要注意：①选取原始物料时需要考虑岩石的组成，斜长岩、钙长石（An%）和粘合集块岩的含量；②破碎、研磨时，需要选取合适的方法，控制粒形分布。

4.3 极区月壤模拟物制备的标准

极区模拟月壤制备的准确性对前期工程试验至关重要，分析和对比不同模拟月壤的特征，需要从化学组成、矿物组成和粒径分布这3个基本方面作为模拟月壤制备的标准。

1）化学组成：参考极区LP伽马光谱数据、斜长质月壳组成和Apollo 16月壤分析结果，表2列出了极区月壤的化学组成参考。

表 2 不同地区月壤化学组成（百分含量）对比
Table 2 Comparison of lunar regolith chemical composition (in percentage) at different regions

%

化学成分	Apollo 16 月壤*	参考值（3σ）
SiO_2	45.00	44.3～45.8
TiO_2	0.52	0.2～0.8
Al_2O_3	27.60	24.4～30.8
FeO	4.85	2.6～7.1
MgO	5.46	3.4～7.6
CaO	15.80	14.1～17.5

注：*Apollo 16返回月壤平均成分[77]。

2）矿物组成：主要为斜长石（钙长石），月壤中的斜长石可达70 ～ 80 vol%，橄榄石、辉石和玻璃质的含量小于20 vol%。

3）粒径及分布、热电性质，具体参数见表3。

表 3 极区月壤模拟物基础物性参考规范
Table 3 Reference specification of lunar polar regolith simulants

参数	范围
颗粒大小	颗粒直径以小于1 mm为主，绝大部分颗粒直径在30 μm～1 mm之间，平均粒径140 ～375 μm
孔隙度	35% ～ 51%
热导率	（0.5～1.5）×10^{-3} W·m^{-1}·K^{-1}（< 500 Pa）
介电性质	相对介电常数1 ～ 8之间，介电损耗0.001 ～ 2之间

5 极区月壤及水冰探测的科学价值

月球极区是行星科学界重点关注的区域之一，一方面因为该区域从未被原位探测过，存在很多未知的问题；另一方面因为极区月壤（包括永久阴影区）富含的挥发分（包括水）对研究月球甚至早期太阳系元素组成都具有重要的科学意义。此外，探测极区的永久阴影区，可更好地了解该区域的水冰在月壤中的分布特征、赋存状态以及含量，对研究永久阴影区的水冰来源和演化机制也具有重要的科学价值。

古火山活动释放的水是最难以确定的来源。Needham和Kring[78]计算出月球可能在35亿年前是经历火山去气作用最旺盛的时期，并计算出最多有约10^{19} g的挥发分，包括H_2O、CO、CO_2和S等物质在此期间被释放出来，其中一部分物质可能沉降到永久阴影区中。因此，通过采集和分析极区（包括永久阴影区）的月壤可以分析月球内部挥发分组成和同位素特征。根据太阳系形成理论模型[79]，在原始太阳时期发生H同位素交换：$HDO+H_2 \rightleftarrows H_2O+HD$。向雪线方向移动，随着星云的冷凝，D/H逐渐趋于增大。此外，太阳风能直接轰击月表，通过H_2与含Fe^{2+}硅酸盐矿物反应带来水分子[17]或者太阳风质子H^+直接与月壤中硅酸盐形成OH-进而形成H_2O[8]，因此，D/H能够用来示踪水分子来源[80]。即原太阳H储库：D/H =（ 20 ± 5）×10^{-6}；彗星水储库：D/H =（ 137～600）×10^{-6}；星际间冰颗粒储库：D/H > 950 ×10^{-6}；整体地球：D/H =（ 149 ± 3）×10^{-6}。

对于工程探测，月球极区的水无疑是最重要的资源。通过开采永久阴影区的水冰可直接获取水资源，作为保障生命的饮用水资源，也可以通过分解产生氧气和氢气，而氧气也是生命所必需的，氢气则是作为推进器的燃料。在解决重要的燃料资源后，进一步利用月球的低重力、近地等优势建立深空探测的中转站，探测更遥远的天体。此外，水或水冰还是防宇宙射线和太阳辐射的屏障。粗略计算表明，月球上1 m厚的冰盖对太阳辐射和银河宇宙射线的阻挡，其安全性相当于站在地球表面上。

6 结束语

月球极区特殊的光照条件和表面环境成为水汇聚和保存的理想场所，也是未来月球探测的重要目标之一。本文通过综合调研国内外关于月球极区的研究和探测成果，首先介绍了极区的地质特征、光照条件和表面环境特征，在极区部分撞击坑和低洼区域存在着永久阴影区，该区域极低的温度成为捕获和富集水的理想场所。其次，介绍了极区月壤的形成和演化机制、水的来源和演化机制。极区月壤属于高地斜长质物质，钙长石含量较高，南极部分区域受艾特肯盆地撞击溅射物的混染而包含玄武质月壤。不同的遥感探测结果均指向在永久阴影区分布着水冰，不过水冰在月壤中的分布形式和赋存状态目前仍没有统一且清晰的认识。

月壤是探测最直接的作用对象，其物理性质也影响着探测传感器的定标、探测数据的校正和解译。通

过调研Apollo样品的实验测量结果，对极区月壤的力学、热学和电学性质进行了讨论，总体上更接近Apollo16高地月壤的性质。此外，为满足前期工程测试和传感器定标要求，调研了国际上已经开展的月球极区模拟月壤的研制进展。最后，以Apollo16样品的分析结果为基础提出了极区月壤模拟物制备的标准。

月球极区富含的水冰是研究月球内部物质组成、水的来源、早期太阳系氢氧同位素组成等问题的重要物质，具有重要的科学价值。通过探测了解水冰在月壤中的分布形式和赋存状态，对评估水的总储量以及开采、提取和利用水资源具有重要的工程意义。通过对极区的探测也必将进一步提高人类对月球地质活动、外部空间环境以及早期太阳系物质组成特征的新认识。水资源的勘探和利用也将为建立月球深空中转站并进行更遥远的深空探测提供坚实的跳板。

参　考　文　献

[1] MAZARICO E，NEUMANN G A，SMITH D E，et al. Illumination conditions of the lunar polar regions using LOLA topography[J]. Icarus，2011，211(2)：1066-1081.

[2] GLÄSER P，OBERST J，NEUMANN G A，et al. Illumination conditions at the lunar poles：implications for future exploration[J]. Planetary and Space Science，2018，162：170-178.

[3] SPEYERER E J，ROBINSON M S. Persistently illuminated regions at the lunar poles：ideal sites for future exploration[J]. Icarus，2013，222(1)：122-136.

[4] HARUYAMA J，OHTAKE M，MATSUNAGA T，et al. Lack of exposed ice inside lunar south pole shackleton crater[J]. Science，2008，322(5903)：938-939.

[5] NOZETTE S，LICHTENBERG C L，SPUDIS P D，et al. The Clementine bistatic radar experiment[J]. Science，1996，274(5292)：1495-1498.

[6] FELDMAN W C. Fluxes of fast and epithermal neutrons from lunar prospector：evidence for water ice at the lunar poles[J]. Science，1998，281(5382)：1496-1500.

[7] PIETERS C M，GOSWAMI J N，CLARK R N，et al. Character and spatial distribution of OH/H_2O on the surface of the Moon seen by M3 on Chandrayaan-1[J]. Science，2009，326(5952)：568-572.

[8] SANIN A B，MITROFANOV I G，LITVAK M L，et al. Hydrogen distribution in the lunar polar regions[J]. Icarus，2017，283：20-30.

[9] SPUDIS P D，BUSSEY D B J，BALOGA S M，et al. Evidence for water ice on the Moon：results for anomalous polar craters from the LRO Mini-RF imaging radar：evidence for ice on the Moon[J]. Journal of Geophysical Research：Planets，2013，118(10)：2016-2029.

[10] HAYNE P O，HENDRIX A，SEFTON-NASH E，et al. Evidence for exposed water ice in the Moon's south polar regions from Lunar Reconnaissance Orbiter ultraviolet albedo and temperature measurements[J]. Icarus，2015，255：58-69.

[11] COLAPRETE A，SCHULTZ P，HELDMANN J，et al. Detection of water in the LCROSS ejecta plume[J]. Science，2010，330(6003)：463-468.

[12] 张熇，杜宇，李飞，等. 月球南极探测着陆工程选址建议[J]. 深空探测学报(中英文)，2020，7(3)：232-240.
ZHANG H，DU Y，LI F，et al. Proposals for lunar south polar region soft landing sites selection[J]. Journal of Deep Space Exploration，2020，7(3)：232-240.

[13] 贾瑛卓，覃朗，徐琳，等. 月球水冰探测[J]. 深空探测学报(中英文)，2020，7(3)：290-296.
JIA Y Z，QIN L，XU L，et al. Lunar water-ice exploration[J]. Journal of Deep Space Exploration，2020，7(3)：290-296.

[14] WATSON K，MURRAY B C，BROWN H. The behavior of volatiles on the lunar surface[J]. Journal of Geophysical Research，1961，66(9)：3033-3045.

[15] HODGES R R. Ice in the lunar polar regions revisited[J]. Journal of Geophysical Research，2002，107(E2)：5011.

[16] SCHORGHOFER N. Migration calculations for water in the exosphere of the Moon：dusk-dawn asymmetry，heterogeneous trapping，and D/H fractionation[J]. Geophysical Research Letters，2014，41(14)：4888-4893.

[17] ARNOLD J R. Ice in the lunar polar regions[J]. Journal of Geophysical Research，1979，84(B10)：5659.

[18] LANZEROTTI L J，BROWN W L，JOHNSON R E. Ice in the polar regions of the Moon[J]. Journal of Geophysical Research，1981，86(B5)：3949.

[19] BARNES J J，KRING D A，TARTÈSE R，et al. An asteroidal origin for water in the Moon[J]. Nature Communications，2016，7(1)：11684.

[20] LAWRENCE D J. A tale of two poles：Toward understanding the presence，distribution，and origin of volatiles at the polar regions of the Moon and Mercury：polar volatiles at the Moon and Mercury[J]. Journal of Geophysical Research：Planets，2017，122(1)：21-52.

[21] CANNON K M，BRITT D T. A geologic model for lunar ice deposits at mining scales[J]. Icarus，2020，347：113778.

[22] CANNON K M，DEUTSCH A N，HEAD J W，et al. Stratigraphy of ice and ejecta deposits at the lunar poles[J]. Geophysical Research Letters，2020，47(21)：1-11.

[23] HEIKEN G H，VANIMAN D T，FRENCH B M. Lunar sourcebook—a user's guide to the Moon[M]. New York：Cambridge University Press，1991.

[24] MOLARO J L，BYRNE S，LE J L. Thermally induced stresses in boulders on airless body surfaces，and implications for rock breakdown[J]. Icarus，2017，294：247-261.

[25] THOMPSON M S，ZEGA T J，BECERRA P，et al. The oxidation state of nanophase Fe particles in lunar soil：implications for space weathering[J]. Meteoritics & Planetary Science，2016，51(6)：1082-1095.

[26] TYE A R，FASSETT C I，HEAD J W，et al. The age of lunar south circumpolar craters Haworth，Shoemaker，Faustini，and Shackleton：implications for regional geology，surface processes，and volatile sequestration[J]. Icarus，2015，255：70-77.

[27] MARGOT J L. Topography of the lunar poles from radar interferometry：a survey of cold trap locations[J]. Science，1999，284(5420)：1658-1660.

[28] NODA H，ARAKI H，GOOSSENS S，et al. Illumination conditions at the lunar polar regions by KAGUYA(SELENE) laser altimeter[J]. Geophysical Research Letters，2008，35(24)：L24203.

[29] BUSSEY D B J，MCGOVERN J A，SPUDIS P D，et al. Illumination conditions of the south pole of the Moon derived using Kaguya topography[J]. Icarus，2010，208(2)：558-564.

[30] ROSA D D，BUSSEY B，CAHILL J T，et al. Characterisation of potential landing sites for the European Space Agency's lunar lander project[J]. Planetary and Space Science，2012，74(1)：224-246.

[31] 郝卫峰，李斐，鄢建国，等. 基于"嫦娥一号"激光测高数据的

月球极区光照条件研究[J]. 地球物理学报，2012，55(1)：46-52.
HAO W F，LI F，YAN J G，et al. Lunar polar illumination based on Chang'E-1 laser altimeter[J]. Chinese Journal of Geophysics，2012，55(1)：46-52.

[32] LIU N，JIN Y Q. Simulation and data analysis of the temperature distribution and variation in the permanent shaded region of the Moon[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing，2021，59(4)：2962-2972.

[33] LIU N，JIN Y Q. A real-time model of the seasonal temperature of lunar polar region and data validation[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing，2020，58(3)：1892-1903.

[34] PAIGE D A，SIEGLER M A，ZHANG J A，et al. Diviner lunar radiometer observations of cold traps in the Moon's south polar region[J]. Science，2010，330(6003)：479-482.

[35] PAIGE D A，FOOTE M C，GREENHAGEN B T，et al. The lunar reconnaissance orbiter diviner lunar radiometer experiment[J]. Space Science Reviews，2010，150(1-4)：125-160.

[36] WILLIAMS J P. ，GREENHAGEN B T，PAIGE D A，et al. Seasonal polar temperatures on the Moon[J]. Journal of Geophysical Research：Planets，2019，124(10)：2505-2521.

[37] PIERAZZO E，CHYBA C F. Impact delivery of prebiotic organic matter to planetary surfaces[M]. Berlin，Heidelberg：Springer：2006，137-168.

[38] MORGAN T H，SHEMANSKY D E. Limits to the lunar atmosphere[J]. Journal of Geophysical Research，1991，96(A2)：1351-1367.

[39] ONG L，ASPHAUGA E I，KORYCANSKYC D，et al. Volatile retention from cometary impacts on the Moon[J]. Icarus，2010，207(2)：578-589.

[40] MEIER R，OWEN T C，MATTHEWS H E，et al. A determination of the HDO/H2O ratio in comet C/1995 O1 (Hale-Bopp)[J]. Science，1998，279(5352)：842-844.

[41] GEISS J，REEVES H. Deuterium in the solar system[J]. Astronomy and Astrophysics，1981，93：189-199.

[42] KERRIDGE J F. What can meteorites tell us about nebular conditions and processes during planetesimal accretion?[J]. Icarus，1993，106(1)：135-150.

[43] HU S，HE H，JI J，et al. A dry lunar mantle reservoir for young mare basalts of Chang'e-5[J]. Nature，2021，600(7887)：49-53.

[44] HONNIBALL C I，LUCEY P G，LI S，et al. Molecular water detected on the sunlit Moon by SOFIA[J]. Nature Astronomy，2021，5(2)：121-127.

[45] LI S，LUCEY P G，MILLIKEN R E，et al. Direct evidence of surface exposed water ice in the lunar polar regions[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences，2018，115(36)：8907-8912.

[46] 郑永春，王世杰，刘春茹，等. 月球水冰探测进展[J]. 地学前缘，2004，11(2)：573-578.
ZHENG Y C，WANG S J，LIU C R，et al. Review on exploration of water ice on the Moon[J]. Earth Science Frontiers，2004，11(2)：573-578.

[47] 杜宇，盛丽艳，张熇，等. 月球水冰赋存形态分析及原位探测展望[J]. 航天器环境工程，2019，36(6)：607-614.
DU Y，SHENG L Y，ZHANG H，et al. Analysis of the occurrence mode of water ice on the moon and the prospect of in-situ lunar exploration[J]. Spacecraft Environment Engineering，2019，36(6)：607-614.

[48] 何成旦，李亚胜，温智，等. 月表水冰探测与赋存形态研究进展[J]. 真空与低温，2021，27(6)：589-600.
HE C D，LI Y S，WEN Z，et al. Research progress of lunar surface water ice detection and occurrence form[J]. Vacuum and Cryogenics，2021，27(6)：589-600.

[49] STACY N J S，CAMPBELL D B，FORD P G. Arecibo radar mapping of the lunar poles：a search for ice deposits[J]. Science，1997，276(5318)：1527-1530.

[50] SPUDIS P D，BUSSEY D B，BALOGA S M，et al. Initial results for the north pole of the Moon from Mini-SAR，Chandrayaan-1 mission[J]. Geophysical Research Letters，2010，37(6)：L06204.

[51] NOZETTE S，SPUDIS P，BUSSEY B. The lunar reconnaissance orbiter miniature radio frequency(Mini-RF)technology demonstration[J]. Space Science Reviews，2010，150：285-302.

[52] THOMPSON T W，USTINOV E A，HEGGY E. Modeling radar scattering from icy lunar regoliths at 13 cm and 4 cm wavelengths[J]. Journal of Geophysical Research，2011，116(E1)：E01006.

[53] NEISH C D，BUSSEY D B J，SPUDIS P，et al. The nature of lunar volatiles as revealed by Mini-RF observations of the LCROSS impact site[J]. Journal of Geophysical Research，2011，116(E1)：E01005.

[54] FA W Z，CAI Y Z. Circular polarization ratio characteristics of impact craters from Mini-RF observations and implications for ice detection at the polar regions of the Moon：lunar CPR properties for ice detection[J]. Journal of Geophysical Research：Planets，2013，118(8)：1582-1608.

[55] MITROFANOV I G，SANIN A B，BOYNTON W V，et al. Hydrogen mapping of the lunar south pole using the LRO neutron detector experiment LEND[J]. Science，2010，330(6003)：483-486.

[56] SUNSHINE J M，FARNHAM T L，FEAGA L M，et al. Temporal and spatial variability of lunar hydration as observed by the deep impact spacecraft[J]. Science，2009，326(5952)：565-568.

[57] CLARK R N. Detection of adsorbed water and hydroxyl on the Moon[J]. Science，2009，326(5952)：562-564.

[58] LUCEY P G. Potential for pre-biotic chemistry at the poles of the Moon[C]//Instruments，Methods，and Missions for Astrobiology III. San Diego，CA：SPIE，2000.

[59] LI S，MILLIKEN R E. Water on the surface of the Moon as seen by the Moon mineralogy mapper：distribution，abundance，and origins[J]. Science Advances，2017，3(9)：e1701471.

[60] DEUTSCH A N，HEAD J W，NEUMANN G A. Analyzing the ages of south polar craters on the Moon：implications for the sources and evolution of surface water ice[J]. Icarus，2020，336：113455.

[61] CRIDER D H，VONDRAK R R. The solar wind as a possible source of lunar polar hydrogen deposits[J]. Journal of Geophysical Research：Planets，2000，105(E11)：26773-26782.

[62] SCHORGHOFER N，LUCEY P，WILLIAMS J-P. Theoretical time variability of mobile water on the Moon and its geographic pattern[J]. Icarus，2017，298：111-116.

[63] FISHER E A，LUCEY P G，LEMELIN M，et al. Evidence for surface water ice in the lunar polar regions using reflectance measurements from the lunar orbiter laser altimeter and temperature measurements from the Diviner lunar radiometer experiment[J]. Icarus，2017，292：74-85.

[64] CRIDER D H. Space weathering effects on lunar cold trap deposits[J]. Journal of Geophysical Research，2003，108(E7)：5079.

[65] RUBANENKO L，AHARONSON O. Stability of ice on the Moon with rough topography[J]. Icarus，2017，296：99-109.

[66] KLEINHENZ J，MCADAM A，COLAPRETE A，et al. Lunar water ISRU measurement study (LWIMS)：establishing a measurement plan for identification and characterization of a water reserve[R]. [S. l]：NASA，2020.

[67] SAKATANI N，OGAWA K，IIJIMA Y，et al. Experimental study for

thermal conductivity structure of lunar surface regolith: effect of compressional stress[J]. Icarus, 2012, 221(2): 1180-1182.
[68] SAKATANI N, OGAWA K, ARAKAWA M, et al. Thermal conductivity of lunar regolith simulant JSC-1A under vacuum[J]. Icarus, 2018, 309: 13-24.
[69] HORAI K. The effect of interstitial gaseous pressure on the thermal conductivity of a simulated Apollo 12 lunar soil sample[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1981, 27(1): 60-71.
[70] WECHSLER A E, GLASER P E. Pressure effects on postulated lunar materials[J]. Icarus, 1965, 4(4): 335-352.
[71] OLHOEFT G R, FRISILLO A L, STRANGWAY D W. Electrical properties of lunar soil sample 15301, 38[J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79(11): 1599-1604.
[72] CHUNG D H, WESTPHAL W B, OLHOEFT G R. Dielectric properties of Apollo 14 lunar samples[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1972(3): 3161-3172.
[73] ZHENG Y, WANG S, OUYANG Z, et al. CAS-1 lunar soil simulant[J]. Advances in Space Research, 2009, 43(3): 448-454.
[74] BATTLER M M, SPRAY J G. The Shawmere anorthosite and OB-1 as lunar highland regolith simulants[J]. Planetary and Space Science, 2009, 57(14-15): 2128-2131.
[75] TAYLOR L A, PIETERS C M, BRITT D. Evaluations of lunar regolith simulants[J]. Planetary and Space Science, 2016, 126: 1-7.
[76] TAYLOR L. Status of lunar regolith simulants and demand for Apollo lunar samples[R]. [S. l]: Simulant Working Group of the Lunar Exploration Analysis Group and Curation and Analysis Planning Team for Extraterrestrial Materials, 2010.
[77] LUCEY P. Understanding the lunar surface and space-moon interactions[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 60(1): 83-219.
[78] NEEDHAM D H, KRING D A. Lunar volcanism produced a transient atmosphere around the ancient Moon[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 478: 175-178.
[79] JACQUETAB E, ROBERTB F. Water transport in protoplanetary disks and the hydrogen isotopic composition of chondrites[J]. Icarus, 2013, 223(2): 722-732.
[80] LÉCUYERA C, GILLETA P, ROBERTB F. The hydrogen isotope composition of seawater and the global water cycle[J]. Chemical Geology, 1998, 145(3-4): 249-261.

作者简介：
李雄耀(1979–)，男，研究员，博士生导师，主要研究方向：月球与行星科学。
通讯地址：中国科学院地球化学研究所(550081)
电话：18985029760
E-mail: lixiongyao@vip.skleg.cn

Review of the Lunar Regolith and Water Ice on the Poles of the Moon

LI Xiongyao[1], WEI Guangfei[1], ZENG Xiaojia[1], LI Yang[1], TANG Hong[1], LIU Jianzhong[1], JIANG Shengyuan[2], ZOU Meng[3], MA Jinan[4], WANG Chu[4], HE Huaiyu[5], ZHENG Wanping[6], CLOUTICS Edward[7]

(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. Institute of Mechanical And Electrical Engineering, Harbin Institute of Technology, Harbin 150001, China; 3. Jilin University, Changchun 130021, China; 4. China Academy of Space Technology, Beijing 100094; 5. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; 6. Spacety Luxembourg S.A.9, L-4362 Esch-sur-Alzette Luxembourg; 7. The University of Winnipeg, Winnipeg R232E9, Canada)

Abstract: Water can be trapped at permanently shadowed regions (PSRs) of the Moon for billions of years due to the extremely low temperatures. Polar exploration targeting water ice can help us understand water evolution and future resource utilization. This study reviews lunar explorations and theoretical studies about the Moon's pole in past decades. Firstly, we introduce the geological features, illuminating conditions and thermal environment on the poles of the Moon. Secondly, we present the geological evolution of ice-bearing regolith and possible forms of water ice. Thirdly, we summarize all the methods of water detection and water distribution on the Moon. Lastly, we propose a basic standard for producing lunar regolith simulants based on measurements of Apollo samples. This study aims to present a general knowledge of lunar polar geology and provide a reference for future lunar polar exploration.

Keywords: lunar polar exploration; icy regolith; water ice occurrence; evolutionary mechanism; target feature

Highlights:

- Geological evolution and thermal environments of lunar polar region are reviewed in detail.
- Evolution mechanism and occurrence of water ice at the Moon's pole are reviewed.
- Lunar polar water explorations are systematically summarized and compared.
- Physical properties including mechanical, thermal and electrical of lunar regolith are summarized.
- A basic standard for producing lunar polar regolith simulants is proposed.

[责任编辑：杨晓燕，英文审校：刘勇]