中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 2 期: 403 ~ 415
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

中国后续月球探测候选着陆区沙克尔顿撞击坑的光照及其风化层温度

钟振[1], 鄢建国[2*], 贺怀宇[3], 文麒麟[1], 刘德赟[4], Jean-Pierre BARRIOT[5,2]

1. 贵州师范大学物理与电子科学学院, 贵阳 550025;
2. 武汉大学测绘遥感信息工程国家重点实验室, 武汉 430079;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
4. 北京卫星制造厂有限公司, 北京 100094;
5. Observatory Geodetic de Tahiti, BP 6570, 98702 Faa'a, Tahiti, French Polynesia
* 通讯作者, E-mail: jgyan@whu.edu.cn

收稿日期: 2022-03-14; 收修改稿日期: 2022-07-28; 接受日期: 2022-08-23; 网络版发表日期: 2023-01-06
国家自然科学基金项目(批准号: 41864001、42030110)和法国航天局(CNES)行星学专项DAR的资助

摘要 为探讨中国后续月球探测候选着陆区沙克尔顿撞击坑的光照和温度, 利用NASA的SPICE系统估算了考虑地形遮挡的实时光照. 结果表明, 实时光照分布图与早期研究相似, 证明本文算法合理. 另外, 文章还估算了巡视器可能移动期间的累积光照分布, 发现沙克尔顿撞击坑的内壁光照占整个内壁的27%, 表明巡视器可以在其移动期间接收充足的太阳辐射能量. 为了稳定初始温度, 利用估算的实时光照和通用的一维热扩散模型, 连续估算了近20年的风化层温度, 并以最后时刻的温度值作为后续研究时间段的初始值, 后续研究时间从2023年7月20日至2027年5月8日. 结果表明, 永久阴影区的温度几乎保持不变, 表明长时段连续估算温度, 以末时刻的温度值作为后续研究时段的温度初始值, 这样的温度稳定算法是合理的. 结果同时表明, 月表温度对瞬时光照非常敏感, 而地底温度却更多地与累积光照有关, 这种差异间接地反映了风化层低效的热传导特性. 太阳辐射充足区的温度远大于水冰稳定的阈值(约112K), 而永久阴影区的温度低至25K, 该极端低温对巡视器具有一定的危害性. 尽管如此, 研究区域仍然存在温度适宜区域, 其特点是表层较暖和而底部较冷, 较冷的底部有助于水冰的保存. 为了进一步确保月球车的正常移动, 文章给出了这类温度适宜区域的分布图, 发现这类区域不仅存在于撞击坑内壁, 还存在于撞击坑的外部. 考虑到适宜的温度和平缓的坡度, 提出4个样品采集的优选位置.

关键词 着陆区, 沙克尔顿, 光照, 风化层, 温度

中文引用格式: 钟振, 鄢建国, 贺怀宇, 文麒麟, 刘德赟, Barriot J P. 2023. 中国后续月球探测候选着陆区沙克尔顿撞击坑的光照及其风化层温度. 中国科学: 地球科学, 53(2): 403–415, doi: 10.1360/N072022-0066
英文引用格式: Zhong Z, Yan J, He H, Wen Q, Liu D, Barriot J P. 2023. Illumination and regolith temperature at China's next candidate lunar landing site Shackleton crater. Science China Earth Sciences, 66(2): 417–429, https://doi.org/10.1007/s11430-022-9992-4

© 2023 《中国科学》杂志社

1 引言

沙克尔顿(Shackleton)撞击坑被列为中国后续月球探测的候选地(张熇等, 2020), 它拥有近似轴对称的碗状外形, 其深度接近4.2km(Haruyama等, 2008; Zuber等, 2012). 南极艾特肯(South Pole-Aitken, SPA)盆地是月球表面规模最大、最古老的撞击盆地, 沙克尔顿撞击坑坐落于艾特肯盆地的主环边界处, 可能形成于36亿年前的雨海纪(Spudis等, 2008).

如图1所示, 沙克尔顿的中心地理坐标为(89.655°S, 129.174°E), 几乎与月球南极点重合. 由于月球自转轴与黄道面法线不重合, 两者夹角为1.54°, 使得极区的太阳高度角普遍较小, 有的低洼地带甚至处于永久性的阴影状态. 沙克尔顿撞击坑除了顶部内壁能接收太阳光外, 其内部绝大部分区域处于永久阴影区(Bussey等, 2010). 水冰的存在要求温度小于112K(Paige等, 1992), 沙克尔顿永久阴影区呈现出接近20K极低温特征(Siegler等, 2015; Williams等, 2019), 其内部可能拥有大量水冰沉积物. 在轨道观测数据出现之前, 地基雷达影像只能观测到沙克尔顿内壁顶部较小的范围(Campbell等, 2006). 克莱门汀(Clementine)轨道观测影像曾发现沙克尔顿内部存在水冰沉积物(Nozette等, 1996), 而后续日本月亮女神探测器(SELenological and ENgineering Explorer, SELENE)并没有在沙克尔顿内部发现水冰(Haruyama等, 2008).

为了进一步确认挥发物的存在, Zuber等(2012)利用月球勘测轨道器(Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO)的观测数据, 证实了沙克尔顿内部水冰的存在, 且盆地底部表面的水冰含量接近20%. 近年来的研究同样确认了沙克尔顿水冰的存在, 并且发现类似的水冰沉积物存在于一些简单的小型撞击坑中(Rubanenko等, 2019; Deutsch等, 2020; Hayne等, 2021). 月球潜在的水冰能为植物水合作用提供水资源, 鉴于月球水冰对未来月球移民和太空旅行的重要性, 月球水冰已成为研究的热点.

由于沙克尔顿的地质特征受南极艾特肯盆地的影响较大, 其地质特征是除水冰外另一个令人感兴趣的地方(Spudis等, 2008). 由于沙克尔顿位于艾特肯盆地的边缘处, 可能存在艾特肯盆地形成时灾难性撞击产生的上月幔物质. 因此, 对沙克尔顿的地质样品进行采集, 有助于探测月球上月幔的组成, 促进月球内部结构的认识(Spudis等, 2008). 考虑地质和水冰资源, 沙克尔顿已被列为中国后续月球着陆工程的候选着陆区. 为给着陆项目提供参考, 本文对巡视器月表工作期间着陆区的光照和风化层温度进行了研究.

月球南极区域太阳高度角较小, 风化层温度受光照的影响较大, 早期研究发现沙克尔顿撞击坑边界能获得较高的太阳光照(Bussey等, 2010; Gläser等, 2018). 丰富的光照不仅能为巡视器电池提供充足的能源, 还能加热风化层, 致使潜在的水冰挥发. 因此, 有必

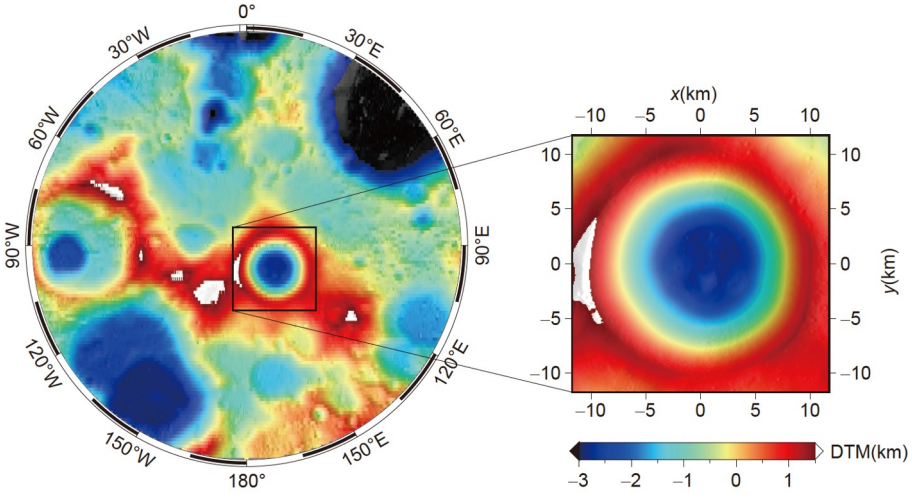

图 1　基于立体等角投影的月球南极高程图

方框代表研究区域南极沙克尔顿, 子图同时给出了沙克尔顿的笛卡儿线性投影图. 高程数据来源于Lunar Orbiter Laser Altimeter(LOLA)的数字地形模型LDEC_875S_5m.IMG

要为着陆候选地沙克尔顿提供光照分布图和风化层温度分布图. 为此, 本文利用SPICE系统和月球高分辨率数字地形模型(Smith等, 2017), 对考虑地形遮挡效应的光照条件进行估算. 以估算的光照作为表面边界条件, 利用一维热物理模型对风化层温度进行了仿真. 基于估算的光照条件和风化层温度分布, 本文给出了多处后续巡视器的着陆位置.

2　方法

2.1　光照几何

月表太阳光照条件极大地受地形遮挡的影响(Bussey等, 2010; Gläser等, 2018), 特别是太阳高度角θ较小的极区. 图2所示太阳高度角大于零时, 意味着太阳光能到达局部区域的点A, 局部区域处于白天时分; 反之, 负θ值意味着局部区域处于夜间时分. 尽管处于白天时分, 点A能否获得太阳光取决邻近点B的高程值. 为了判断地形遮挡效应, 有必要引入半径为r_A的等效球面. 本文用r_A代表从月心O到点A的半径, 同时用r_B代表从月心到点B的半径. 点B沿着半径r_B可以投影到等效球面的点C处, 可以看出点C的半径r_C与r_A的大小相等. 根据点A和点B的经纬度, 可以算出点A到点C的距离AC, 以及他们的中心角γ. 太阳光能抵达点A必定与BO延长线相交于点D, 由此可以判断地形是否遮挡.

参考本文的前期研究(Zhong等, 2020), 可以估算出DC线段的长度为

$$\mathrm{DC}=\frac{\mathrm{AC}\cdot\sin\left(\frac{\gamma}{2}+\theta\right)}{\cos(\gamma+\theta)}. \tag{1}$$

若点B及其在等效球面的投影点C间的距离为BC, 太阳光抵达点A的条件是DC>BC; 反之, 若DC<BC, 则点A将受到点B的遮挡, 因此, 点A的光照条件取决于DC和BC的长度. 受月球自转的影响, 太阳光线方向随时间或时角而变化, 而时角与月球春分点的岁差和章动有关. 在实际操作过程中, 考虑行星和月球星历表DE440(Park等, 2021), 利用美国宇航局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)提供的导航辅助软件(Navigation and Ancillary Information Facility, NAIF)(Acton Jr, 1996), 可以精确地估算目标点的时角.

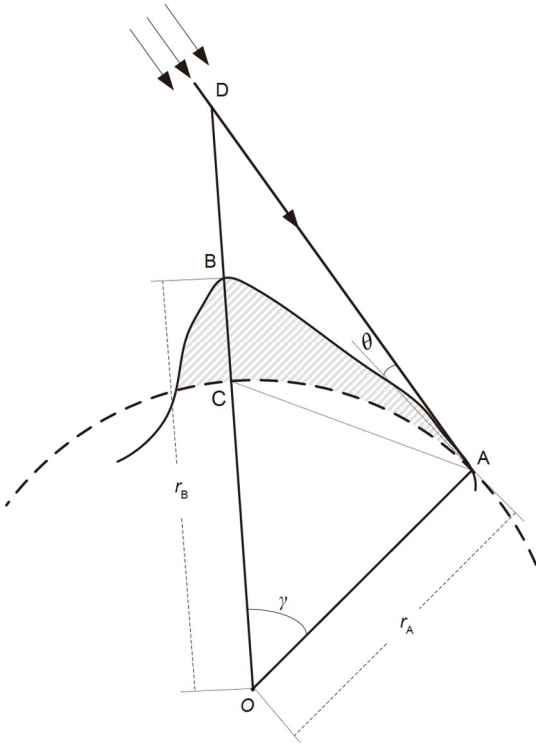

图 2　光照的地形遮挡示意图

2.2　一维热物理模型

正如本文前期研究所述, 采用三维模型研究热物理特征非常具有挑战性(Zhong等, 2020). 由于研究区域的风化层深度通常不超过2m(纵向), 而研究区域的横向尺度却超过数千米, 风化层极小的纵横向比率不利于生成合理的格网. 另外, 当前暂无横向数据可供热物理参数拟合(Hayne等, 2017; Woods-Robinson等, 2019), 只能沿径向拟合热物理参数. 基于上述原因, 目前的研究通常选用一维热传导方程来研究风化层的热物理特征, 进而估算风化层温度在不同时刻t随深度z的变化. 一维热传导方程的形式如下所示:

$$\rho c_{\mathrm{p}}\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(k\frac{\partial T}{\partial z}\right), \tag{2}$$

式中, c_{p}和ρ分别表示风化层的比热容和密度. 风化层的密度ρ通常与风化层的深度z有关, 可由下式进行拟合(Vasavada等, 2012)

$$\rho=\rho_{\mathrm{d}}-(\rho_{\mathrm{d}}-\rho_{\mathrm{s}})\mathrm{e}^{-\frac{z}{H}}, \tag{3}$$

式中, ρ_d和ρ_s分别表示风化层底部和表层的密度. 参考早期研究, 本文取ρ_d=1800kg m^{-3}(Carrier等, 1991), 取ρ_s=1100kg m^{-3}(Vasavada等, 2012). 式(3)中H参数用于改变风化层从表层至底部的密度, 参考早期研究(Hayne等, 2017), 本文取H=0.06. 热传导系数k通常随风化层的密度ρ和温度T变化, Whipple(1950)引入了k的计算公式, 本文则采用Mitchell和de Pater(1994)的公式来计算k, 其形式如下:

$$k=\left[k_d-(k_d-k_s)\frac{\rho_d-\rho}{\rho_d-\rho_s}\right]\left[1+x\left(\frac{T}{350}\right)^3\right], \tag{4}$$

其中, k_d和k_s分别表示风化层底部和表层的热传导系数, 参考Hayne等(2017)的研究, 本文取k_s=7.4×10^{-4}W m^{-1} K^{-1}和k_d=3.4×10^{-3}W m^{-1} K^{-1}. 式(4)中x表示辐射传导率, 参考Hayne等(2017)的研究, 本文取x=0.27. 至于比热容c_P, 本文参考Woods-Robinson等(2019)的研究, 采用分段函数来描述, 其形式如下:

$$c_P=\begin{cases}a_1T+a_2T^2+a_3T^3+a_4T^4+a_5T^5+a_6T^6,\\ \quad(10\ \mathrm{K}<T<200\ \mathrm{K});\\ c_0+c_1T+c_2T^2+c_3T^3+c_4T^4,\\ \quad(200\ \mathrm{K}<T<400\ \mathrm{K}).\end{cases} \tag{5}$$

参考Woods-Robinson等(2019), 式(5)中的相关系数取值为: a_1=−0.112J kg^{-1} K^{-2}, a_2=9.62×10^{-2}J kg^{-1} K^{-3}, a_3=−1.26×10^{-3}J kg^{-1} K^{-4}, a_4=7.69×10^{-4}J kg^{-1} K^{-5}, a_5=−2.37×10^{-8}J kg^{-1} K^{-6}, a_6=2.84×10^{-11}J kg^{-1} K^{-7}. 当温度超过200K时, 本文采用Hayne等(2017)给出的拟合参数(c_0=−3.6125J kg^{-1} K^{-1}, c_1=2.7431J kg^{-1} K^{-2}, c_2=2.3616×10^{-3}J kg^{-1} K^{-3}, c_3=−1.234×10^{-5}J kg^{-1} K^{-4}, c_4=8.9093×10^{-9} J kg^{-1} K^{-5}).

2.3 边界条件和初始条件

由于式(2)中比热容c_p和传导系数k具有非线性特征, 很难找到式(2)中温度T的解析解, Hayne等(2017)为此提出了标准差分算法来求解式(2). 为了通过数值方法求解式(2), 需要设置风化层的表面和底部边界条件. 在底部边界, 温度受月球内部热流的影响, 该边界条件为

$$\left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=z_b}=\frac{Q}{k}, \tag{6}$$

式中, z_b表示风化层底部边界的深度, Q表示月球内部的热流大小. 可以看出式(6)中温度梯度的大小与热流值有关, 本文的前期研究却表明, 不同热流值Q仅对风化层底部的温度有影响, 对风化层其他深度的影响有限(Zhong等, 2020). 因此, 参考阿波罗(Apollo)的测量值(Langseth等, 1976), 本文在后续计算中取Q=0.018W.

除了底部边界条件外, 还需要确定表面边界条件以求解式(2). 相对于底部边界条件, 表面边界条件受太阳辐射和红外辐射的影响变得更加复杂, 其表达式为

$$\left.k\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0}+Q_h=\bar{\varepsilon}\sigma T_s^4, \tag{7}$$

式中, 变量Q_h和T_s分别为外部热源和表面温度. 外部热源Q_h包括有效太阳光照和间接热源, 这些间接热源包括地球辐照度、太阳辐射的多级散射和周围的红外辐射(Zhang等, 2019). 间接热源影响永久阴影区(Permanently Shadowed Regions, PSRs)的温度变化(Gläser等, 2021). 本文重点关注光照引起的表面温度变化, 几个开尔文的温度差异对中国未来月球巡视器的影响并不重要, 因此, 本文忽略了间接热源的影响. 由于沙克尔顿区域的太阳高度角小于3°, 只有小部分沙克尔顿上壁可以接收太阳辐射(Bussey等, 2010). 此外, 较小的表面导热率也导致表面温度难以向风化层内部传导, 使得地底温度变化缓慢(King等, 2020). 为了快速评估未来巡视器所行区域的地底温度变化情况, 本文只考虑外部热源的太阳加热率(Q_h=Q_s).

式(7)中的物理量$\bar{\varepsilon}$和σ分别代表红外辐射率和斯特藩-玻尔兹曼常量(本文取σ=5.67×10^{-8}W m^{-2} K^{-4}). 参考月球表面粗糙度的早期研究(Bandfield等, 2015), 本文取红外辐射率为0.95. 为了估算表面温度T_s, 式(7)必须在一定的加热速率Q_s下进行数值求解, Q_s的值与太阳入射角β相关. 参考Keihm(1984)和Vasavada等(2012), 加热率Q_s的表达式如下所示:

$$Q_s=\left[1-A_0-0.06\left(\frac{4\beta}{\pi}\right)^3-0.25\left(\frac{2\beta}{\pi}\right)^8\right]F_s, \tag{8}$$

式中, A_0表示邦德反照率, 参考Vasavada等 (2012), 本文取A_0=0.12. 甘红等(2019)的数值模拟表明, A_0取值在0.1和0.127时, 仿真温度与月球辐射计实验(Diviner Lunar Radiometer Experiment)的观测值并没有太大的

差别. 式(8)中的物理量F_s表示太阳实时入射流, 其取值与入射角, 以及太阳与月球之间的距离r有关, 可以表示为

$$F_s = \frac{S \cdot r_0^2}{r^2}\cos\beta, \tag{9}$$

式中, S和r_0分别表示太阳常数和平均日-地间距. 参考Kopp和Lean(2011), 本文在后续估算中取S=1361W m^{-2}和r_0=1.49598261×10^{11}m. 式(7)~(9)表明, 表面边界条件处理的关键是估算实时太阳入射角β. 参考Braun和Mitchell(1983), 入射角与太阳方位角γ_s、天顶角θ_z, 以及地表坡度λ和坡向γ有关, 其关系式为

$$\cos\beta = \cos\theta_z\cos\lambda + \sin\theta_z\sin\lambda\cos(\gamma - \gamma_s). \tag{10}$$

表面坡度λ和坡向γ可以通过数字地形模型(DTM)估算出, 实时太阳方位角γ_s可以由SPICE系统直接进行估算. 此外, SPICE系统可以给出实时时角h和太阳赤纬δ, 天顶角θ_z可由下式进行估算:

$$\cos\theta_z = \sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos h, \tag{11}$$

式中, ϕ表示研究点A的纬度, 其数值大小由DTM给出.

至于初始条件的处理, 本文采用早期一维温度模型给出的初始温度(Hayne等, 2017). 一维模型的初始温度实际是界于表面温度T_0和最大深度温度T_N间成指数衰减的温度分布, 其形式为

$$T(z) = T_N - (T_N - T_0)\mathrm{e}^{-\frac{z}{H}}. \tag{12}$$

在实际过程中, T_0可根据瞬时热平衡条件估算出来, 相应的最大深度温度$T_N = \frac{T_0}{\sqrt{2}}$.

3　地形数据和光照条件

为了仿真光照条件, 选用的地形数据源来自月球勘测轨道器(LRO)(Smith等, 2010, 2017), 最新的地形数据源在极区的分辨率为5m pix^{-1}. 本文采用的地形模型为LDEC_875S_5m.IMG, 该模型给出了极坐标投影下的格网数据集. 为了计算光照, 本文使用了更宽广的DTM地形图(又称远场地形图)以包含沙克尔顿, 远场地形图如图3a所示, 其分辨率为100m. 早期研究表明远场地形图需要达到200km才能估算光照(Hao等, 2019), 本文测试结果却发现超出20km的远程地形图足以估算光照, 特别是周围没有高山环绕的情况. 为了验证本文的计算结果, 图3对比了Zuber等(2012)的研究结果(图3b)和本文的研究结果(图3c). Zuber等(2012)的合成光照可以通过下列网站找到: https://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/news/crater-ice.html.

图3b~3c是在国际标准时间同一时刻UTC 2012-06-17T06:00:00的估算结果, 该时刻太阳星下点位于地理位置(154.3153°W, 0.5889°S), 相当于图3c所示局部坐标系的位置(−8.778km, −14.939km), 此时, 太阳光从图中左下角射入. 图3b~3c表明, 除了部分撞击坑内壁面向太阳而呈现光亮外, 其他地形遮挡区域因不能接受太阳辐射而呈现出黑色. 图3c的色条表示表面太阳辐射光反射值的相对强度(Relative Intensity, RI), 图3b~3c给出了几乎相同的光亮区和黑暗区, 表明本文估算算法有效. 为了进一步研究累积光照度, 图4a给出了该值的相对值分布.

图4a给出了2024年8月20日至2026年5月6日期间, 空间分辨率为100m, 时间步长为10min的累积光照分布. 其中, 红圈代表撞击坑的边缘, 其直径为21km, 红星所在点的地理坐标为(178.406°E, 89.582°S), 该点的太阳高度角变化如图4b所示. 图4a表明, 部分撞击坑的外缘区可接收太阳辐射, 这些区域位于撞击坑左边缘的外部, 而撞击坑内壁因其边缘山脊遮挡效应处于永久阴影区. 早期研究表明沙克尔顿的太阳高度角小于3°(Bussey等, 2010), 太阳光很难到达内壁深处. 然而, 靠近撞击坑边界处仍有部分内壁能接收太阳光照, 其累积值占整个内壁的27%. 就整个研究区域的累积光照而言, 光照覆盖率达到整个研究区域的45%, 该结果使得未来巡视器在任务期间仍有机会接收太阳光进而补充能量.

图4b红线表示从UTC 2024-08-20T00:00:00时刻到2026-05-06T00:00:00时刻间的光照率, 可以发现该段时间内存在两个白昼窗口, 这两个时间窗口可以获得太阳光照. 其中一个时间窗口在2024年8月8日和2025年4月9日之间, 另一个在2025年8月15日到2026年3月28日之间. 尽管这两个时段都有太阳光, 但较小的太阳高度角使得极昼期间的光照率不足45%. 以坐标点(178.406°E, 89.582°S)为例, 其太阳高度角如图4b绿线所示, 小于2.5°, 太阳光因易受地形遮挡而降低了该点的光照率. 图4b较小的太阳高度角与图4a整个研究区域较小的累积光照相对应, 在巡视器的实际工程

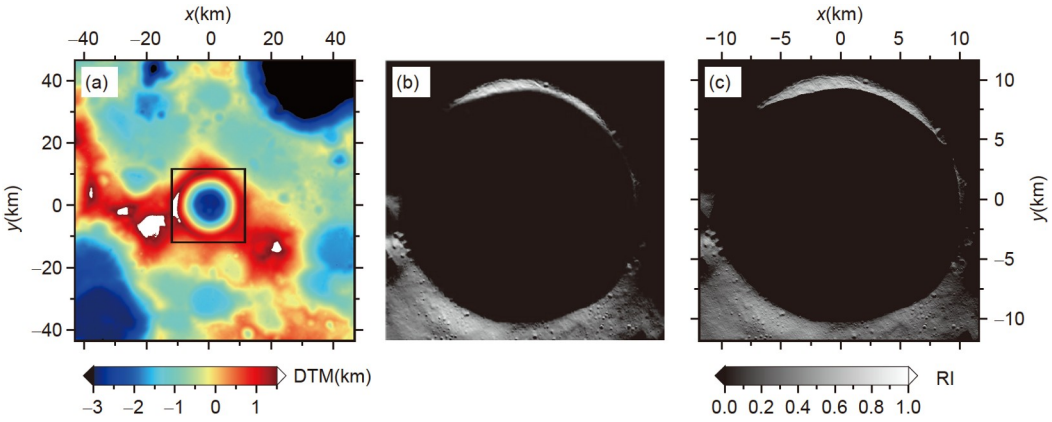

图 3　研究区域沙克尔顿的光照条件

(a) 用于计算沙克尔顿光照条件的DTM地形图(黑框所示区域代表沙克尔顿); (b) Zuber等(2012)给出的光照合成图; (c) 本文给出的5m pix^{-1}分辨率的光照合成图

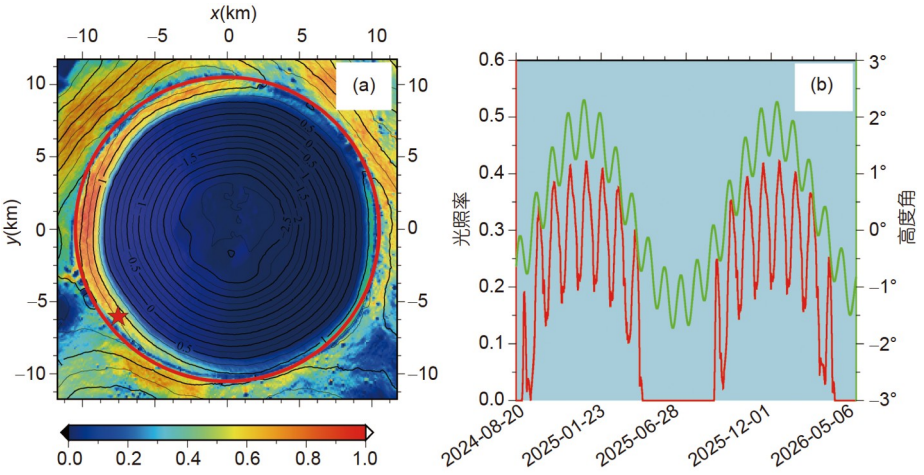

图 4　累积光照度分布、光照率和红星点的太阳高度角

(a) 2024年8月至2026年5月期间的沙克尔顿累积光照度分布图. 红圈代表撞击坑的边缘, 其直径为21km. 红星所在地理点为(178.406°E, 89.582°S), 等高线代表不同的地形高度. (b) 沙克尔顿所有点的光照率(红线)和左图中红星点的太阳高度角(绿线)

任务中, 有必要考虑拥有大量光照率和累积光照度的时间窗口.

4　风化层温度分布及其讨论

为了研究整个时间段内温度的变化, 有必要选择一个合适的初始温度. 鉴于地底温度具有季节性变化的特征(King等, 2020), 一个有用的减小初始温度误差的策略是长时间地、连续地估算温度(比如20年或更久), 进而达到稳定温度的目的. 在本文估算中, 风化层温度的估算时间在UTC 2000-01-01T00:00:00和2023-01-01T00:00:00之间, 并以最后时刻的温度值作为后续温度估算的初始值. 本文关注的时间段在UTC 2023-01-01T00:00:00和2030-01-01T00:00:00之间, 该时间段内月球巡视器有望在月表开展探测任务. 为了估算该时间段光照对温度的影响, 图5给出了沙克尔顿撞击坑不同时刻的表面温度分布.

图5a的左下角表面温度在UTC 2024-08-31T07:50:00时刻, 随左下角太阳光的出现升高到160K以上, 此时, 其他地方仍然处于低温状态, 撞击坑外部区

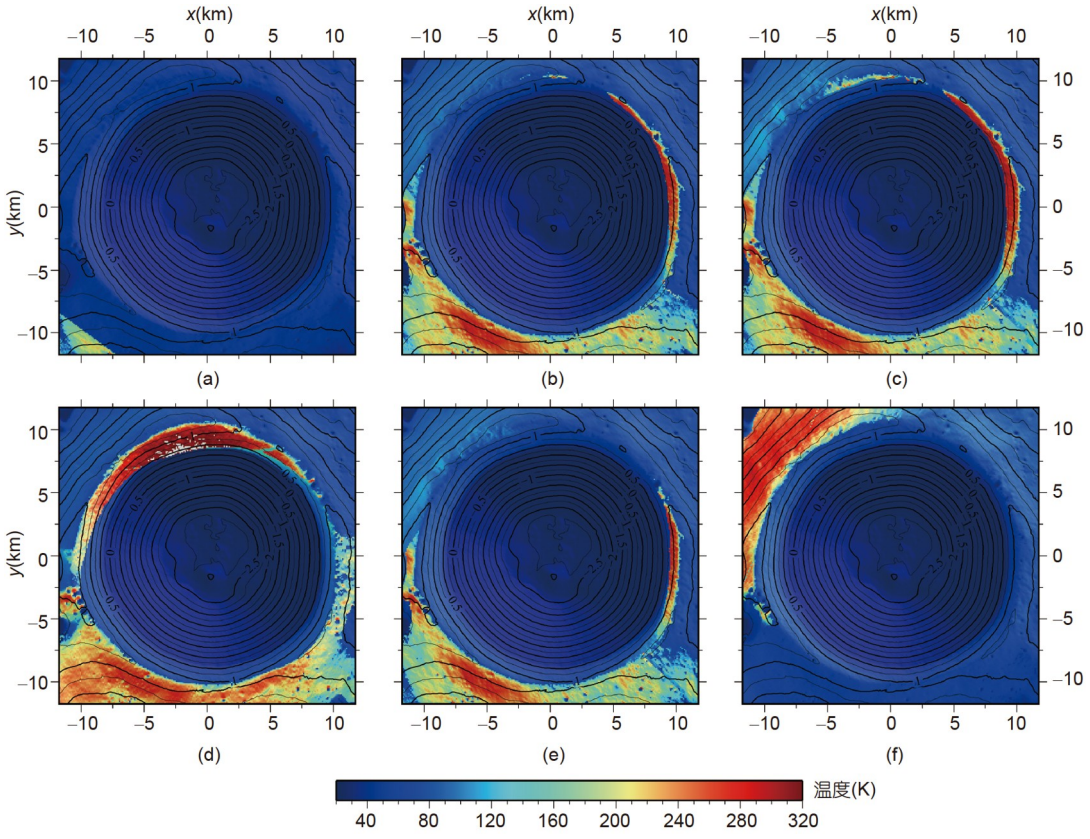

图 5　沙克尔顿在不同时刻的表面温度

(a) UTC 2024-08-31T07:50:00时刻; (b) UTC 2024-10-29T07:40:00时刻; (c) UTC 2024-11-27T11:40:00时刻; (d) UTC 2024-12-31T05:40:00时刻; (e) UTC 2025-02-24T04:00:00时刻; (f) UTC 2025-03-20T00:30:00时刻

域的温度在50K左右，而撞击坑内壁永久阴影区的温度在25K左右. 图5b表明在UTC 2024-10-29T 07:40:00时刻，表面温度因太阳光照的增加升至220K以上，而其他区域仍然处于低温状态, 特别是永久阴影区, 温度仍然在25K左右. 图5b表明撞击坑部分右上角内壁, 因面向太阳光而获得太阳能，这部分区域显示出高温特征. 图5c表明, 在UTC 2024-11-27T11:40:00时刻, 面向太阳的区域进一步显示出较高的温度. 至UTC 2024-12-31T05:40:00时刻，高温区域出现在图5d的北侧. 图5e表明, 至UTC 2025-02-24T04:00:00时刻, 部分靠近边缘的撞击坑内壁再次显示出高温. 随着极昼的结束, 至UTC 2025-03-20T00:30:00时刻，图5f的内壁没有高温出现. 图5表明，考虑地形遮挡效应的光照对表面温度的影响较大. 在相同的时间段内, 图6给出了图5相同时刻在0.484m深度处的地底温度分布.

图6a表明, 在UTC 2024-08-31T07:50:00时刻, 永久阴影区保持在25K的低温状态，而撞击坑边界附近的温度较高, 接近150K, 图6b~6c给出了与此相似的温度分布. 随着表面光照强度的增加，图6d~6f表明高温区域的温度进一步地升高，高温区域的温度最高升至156K，而永久阴影区域维持在25K的低温状态. 图6表明，表面光照对地底温度的影响较小，而图5则表明光照对表面温度的影响较大. 另外，图6所示地底温度与图4所示累积光照相似，因此，地底温度具有季节性的变化特征.

为了进一步探测温度变化，本文给出了沙克尔顿撞击坑边缘横截面的温度分布，其中一个截面沿图7地形图的x方向(黑线所示)，另一个沿y方向(白线所示). 这两个方向都通过图7所示的蓝色星点, 该点位置中心为(178.406°E, 89.582°S), 不同时刻的截面温度如图8所示.

图8a表明整个横截面的温度随着深度的增加而增加. 图8b表明, 随着阳光的到来, 部分撞击坑边缘及其外部区域的温度随着光照的增加而增加，其中表层温

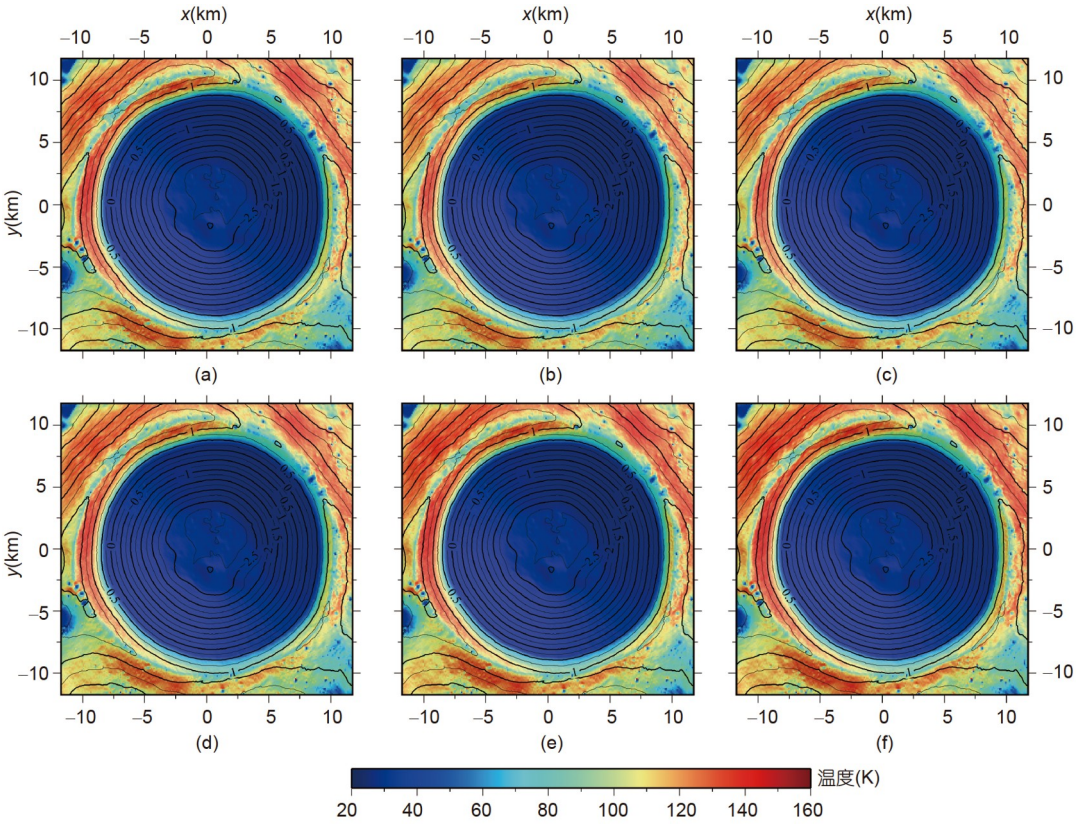

图 6　沙克尔顿z=0.4839m深度在不同时刻的地底温度分布

(a) UTC 2024-08-31T07:50:00时刻; (b) UTC 2024-10-29T07:40:00时刻; (c) UTC 2024-11-27T11:40:00时刻; (d) UTC 2024-12-31T05:40:00时刻; (e) UTC 2025-02-24T04:00:00时刻; (f) UTC 2025-03-20T00:30:00时刻

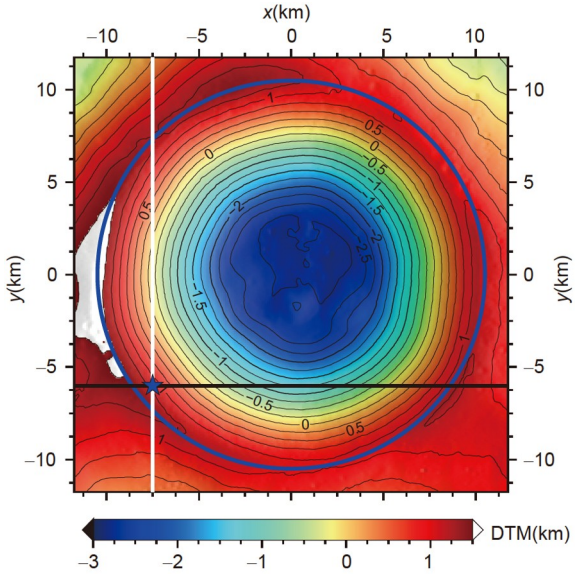

图 7　沙克尔顿地形图

蓝色星点位置为(178.406°E, 89.582°S), 黑线和白线分别代表的x和y方向的截面温度分布见图8和9

度甚至超过150K. 图8c也表明, 截面温度随光照的增加而升高, 上升的温度远远大于撞击坑中央位于永久阴影区的温度. 图8d~8e表明高温区域的温度随表面光照的增加而向下延伸. 图8f表明, 尽管此时的表面温度大大地减小了, 但较低的传导特性使得温度衰减缓慢, 而且还在末时刻持续性地向底部扩散. 图9给出了图7所示y方向不同时刻的横截面温度.

图9a左上角只有一小块区域的温度略有上升, 这块区域在如图5a出现了一定的光照. 随着y方向表面光照的增加, 图9b表明风化层表面出现了高温, 撞击坑边缘附近的内壁温度也明显大于撞击坑中央区域的底部温度. 随着表层光照的增加, 图9c~9e显示表面温度不仅增加, 而且还逐渐向下扩散. 在图9f所示时刻, 表层温度不断地下降, 而0.1m深度下的温度因风化层低效的传导特征不但下降缓慢, 还在持续性地向底部扩散. 为了进一步研究光照对温度的影响, 图10给出了三个特征点, 一个没有光照, 另外两个分别表示有充足光

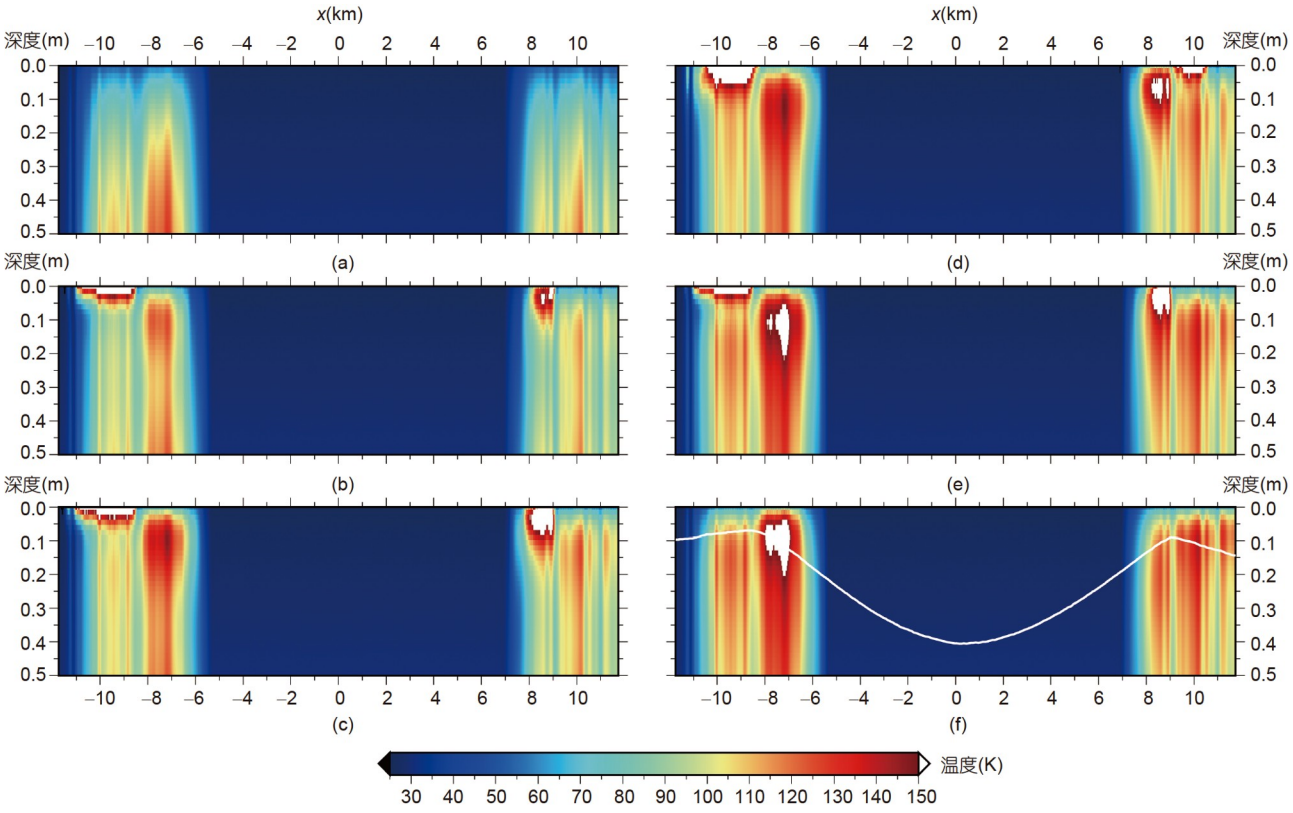

图 8　*x*方向不同时刻的截面温度分布

水平轴表示图7所示黑线的*x*方向, 纵向表示风化层深度, 白色曲线表示图7所示黑线方向的表面地形. (a) UTC 2024-08-31T07:50:00时刻; (b) UTC 2024-10-29T07:40:00时刻; (c) UTC 2024-11-27T11:40:00时刻; (d) UTC 2024-12-31T05:40:00时刻; (e) UTC 2025-02-24T04:00时刻; (f) UTC 2025-03-20T00:30:00时刻

照和微弱光照.

如图10a所示, 符号A所示五角星位置具有充足的光照, 符号B所示四角星位置的光照微弱, 而最后一个符号C所示三角星代表永久阴影区. 为了阐述温度的变化, 后续子图选取了较长的时间段, 该时间段从2023年7月20日到2027年5月8日. 红色曲线表示表面温度的变化, 蓝色曲线表示0.27m深度的情况, 绿色曲线表示0.5853m深度的情况, 黄色曲线表示1.49m深度的情况. 就位置A而言, 图10b给出了该点温度随时间的变化. 其中, 红色曲线代表表面温度的变化, 该曲线因表面光照充足分布较为密集, 可以发现表面温度能超200K. 蓝色曲线代表0.27m深度的温度变化, 该深度的温度在120K左右波动. 绿色曲线代表0.5853m深度处的温度变化, 该温度在125K左右轻微地波动. 至于1.49m深度的情况, 黄色曲线表明该深度的温度几乎为一恒定值, 维持在124K左右. 由于水冰稳定的温度阈值是112K(Paige等, 1992; Hayne等, 2021), 因此, 不可能在光照充足的位置寻找到水冰.

至于位置B, 其表面温度的变化如图10c红色曲线所示. 图10c所示红色曲线的密集程度不如图10b, 表明位置B的光照不如位置A那样充足, 其表面温度也能超120K. 图10c中的蓝色、绿色和黄色曲线表明, 位置B在0.27m深度下的地底温度最大不超过70K. 可以发现, 光照微弱区尽管表面温度超过120K, 但地底温度适合于水冰的存在. 至永久阴影区的位置C, 图10d表明其温度从表面至底部均小于112K的阈值, 因此, 水冰在永久阴影区应该是稳定存在的. 理想的着陆点不但拥有温和的表面温度以保证巡视器的正常工作, 还得拥有较低的地底温度以满足水冰的存在条件. 参考上述风化层温度的分布, 图11a给出温度适宜区域的分布(如图中红色区域所示).

图11中点A所示位置为(178.406°E, 89.582°S), 点B

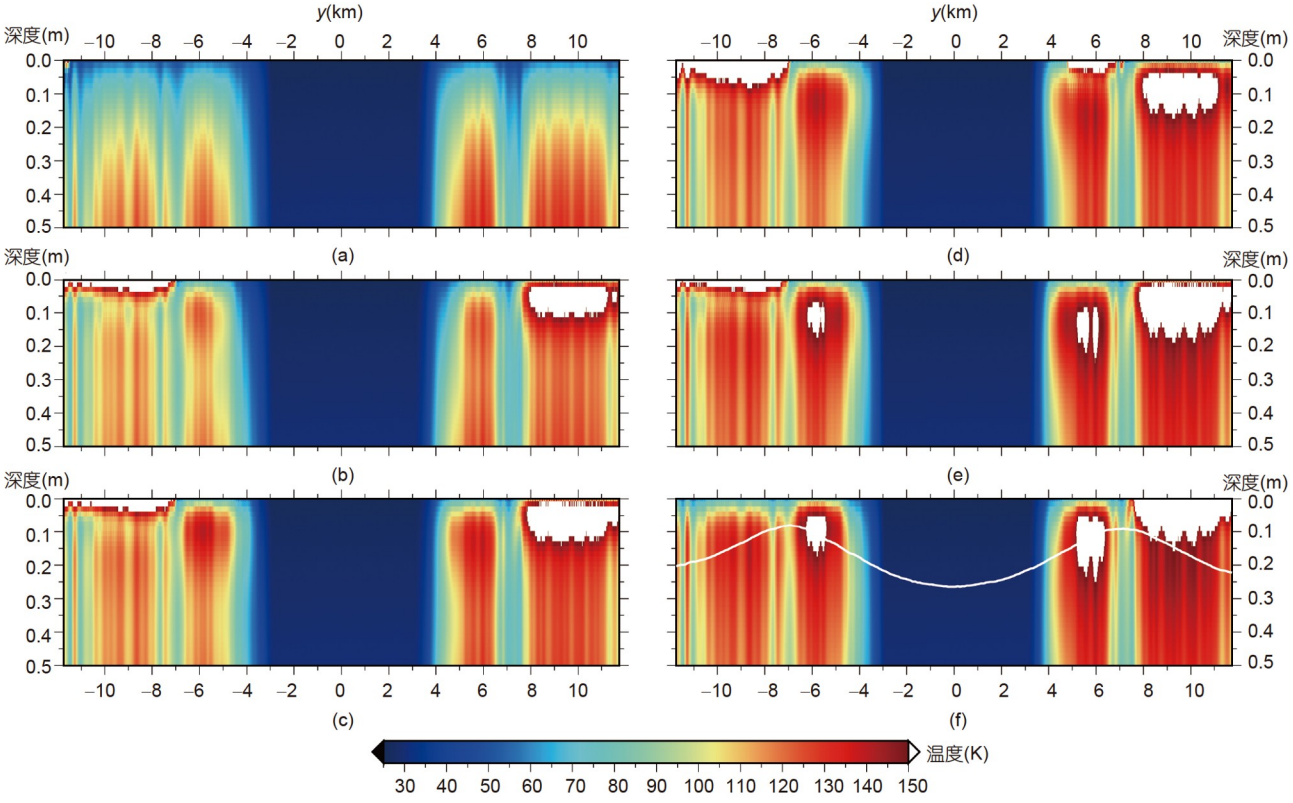

图 9　*y*方向不同时刻的截面温度分布

水平轴表示图7所示白线的*y*方向, 纵向表示风化层深度, 白色曲线表示图7所示白线方向的表面地形. (a) UTC 2024-08-31T07:50:00时刻; (b) UTC 2024-10-29T07:40:00时刻; (c) UTC 2024-11-27T11:40:00时刻; (d) UTC 2024-12-31T05:40:00时刻; (e) UTC 2025-02-24T04:00:00时刻; (f) UTC 2025-03-20T00:30:00时刻

所示位置为(178.406°E, 89.582°S), 点C所示位置为(184.421°E, 89.68°S). 如前文所述, 点A和点C因温度适宜性较差, 不适合作为候选着陆点, 已从候选区中排除. 而点B不但拥有暖和的表面, 还拥有较冷的地底, 有可能成为着陆点. 对于实际着陆区而言, 除了拥有适宜的温度, 还得拥有平缓的坡度以方便巡视器的移动. A、B、C三个点的坡度在30°左右, 陡峭的坡度不利于巡视器的移动, 因此, 尽管点B的温度较适宜, 仍然不能选取为着陆点. 幸运的是这类温度适宜的区域不仅位于撞击坑的内壁, 还位于撞击坑的边缘和外部. 如图11b所示, 圆形区域D、E、F位于撞击坑的边缘, 而圆形区域G却位于撞击坑的外部. 这些圆形标注区的特征是坡度小于10°, 能保证巡视器的正常移动. 图11还表明, 除了上述标注的实心圆形区域外, 撞击坑边缘的其他地方也存在温度和坡度适宜的地方.考虑到大范围的适宜温度和坡度, 总体而言, 本文建议白色实线圈内区域为候选着陆区的优选位置. 这些优选位置的特点是表面温度适宜, 地底较寒冷足以满足水冰存在条件, 而且坡度较平缓, 可以保证巡视器翻越障碍物的需求.

5　结论

本文探讨了中国后续候选着陆区沙克尔顿撞击坑附近的光照条件和风化层温度, 为此, 使用美国宇航局的SPICE系统估计了太阳高度角、太阳方位角和时角, 然后利用这些参数研究了地形遮挡效应, 并估算了太阳实时光照. 参考早期研究的时间点, 本文估算了沙克尔顿相同时刻的光照分布, 发现计算结果与早期研究相似, 证明了本文算法的有效性. 基于本文算法, 估算了2024年8月20日至2026年5月6日期间的累积光照. 受较小的太阳高度角和地形遮挡的影响, 发现撞击坑

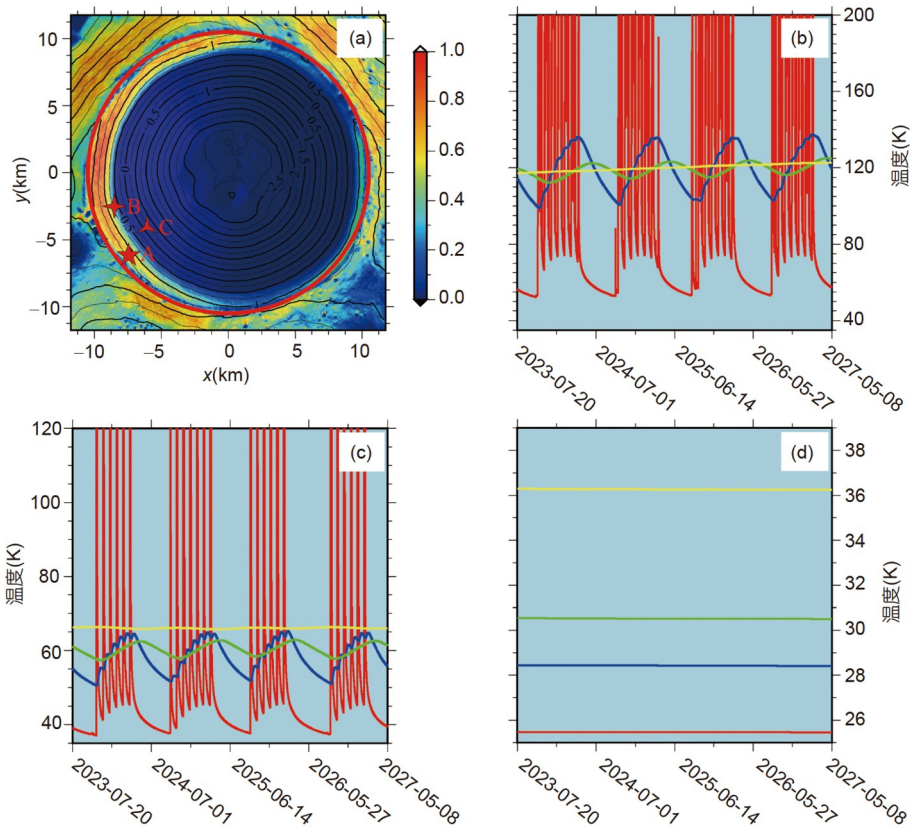

图 10　累积光照与不同深度的温度分布

(a)示意沙克尔顿的累积光照. 红圈表示撞击坑的大小, 五角星A所示位置为(178.406°E, 89.582°S), 四角星B所示位置为(184.421°E, 89.68°S), 三角星C所示位置为(170.584°E, 89.647°S). (b)~(d)分别表示A、B和C处的温度变化. 红、蓝、绿和黄色曲线分别表示z=0、0.27、0.5823和1.49m深度处的温度变化

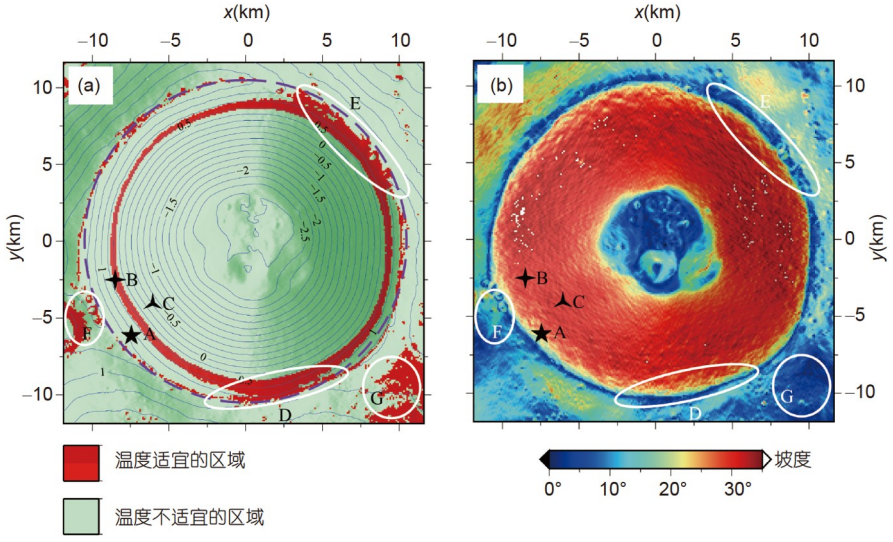

图 11　候选着陆区与坡度

(a) 标注红色的候选着陆点(CLS), 紫色虚线圆圈代表撞击坑的大小, 其中底图表示地形高程, 该高程同时由等高线进行标注. (b) 100m分辨率的坡度(单位为°). 其中A、B、C的位置同图10. 白色实线圈代表温度和坡度均适宜的候选着陆区

大部分区域处于永久阴影区. 只有靠近撞击坑边缘的小部分区域能接收太阳光照, 这些光照区域占整个内壁区域的27%. 光照率表明估算时间段拥有两个光照窗口期, 太阳光可以在窗口期抵达撞击坑. 由于太阳高度角较小, 任何一个窗口期的光照率仍然不足45%, 表明光照受地形遮挡的影响较大.

基于实时光照和一维热扩散模型, 结果表明风化层的表面温度受光照条件的影响较大, 但地底温度更多地与累积光照有关. 当风化层表面没有光照时, 低效的传导率会减缓热量向外扩散, 地底温度与表面瞬时光照的联系不像表面温度那么紧密, 产生这种差异的原因与风化层的热物理特性有关, 该结论还得到了截面温度分布的支持. 就截面温度分布而言, 当表面光照衰减时, 底层温度仍然会向内扩散.

为了进一步研究水冰稳定的温度条件, 本文选取了更长的时间间隔(约4年), 并在沙克尔顿选取了三个典型的位置. 其中, 太阳辐射充足区可为巡视器提供充足的光照来补充电能, 但此类区域因风化层温度远大于水冰稳定的阈值(约112K), 仍然不适合作为着陆位置. 就永久阴影区而言, 其温度在25K左右, 远小于水冰稳定的阈值, 但极端低温对巡视器的危害较大, 这类区域仍然不能作为着陆位置. 而光照微弱区域, 其表面温度大于120K, 非常适合于巡视器的工作, 0.27m深度以下的地底温度小于70K, 满足水冰存在的条件, 有可能在此类区域挖掘到水冰. 本文给出了此类区域的分布图, 这类区域具有适宜的表面温度, 以及足以保存水冰的地底温度. 就实际着陆工程而言, 着陆位置还需要考虑平缓的坡度以保证巡视器的正常移动. 本文发现这类具有适宜温度和平缓坡度的优选区域, 一般存在于撞击坑的边缘, 有的甚至存在于撞击坑的外部. 考虑到适宜温度的范围, 本文给出了四个未来嫦娥任务的着陆优选区域.

致谢 本文所用地形模型来自https://pds-geosciences.wustl.edu. JPL发布可供公众使用的星历数据, 匿名审稿人提出了建设性修改意见, 在此一并致谢.

参考文献

张熇, 杜宇, 李飞, 张弘, 马继楠, 盛丽艳, 吴克. 2020. 月球南极探测着陆工程选址建议. 深空探测学报, 7: 232–240

甘红, 李雄耀, 魏广飞. 2019. 月表光照区简单陨坑的有效太阳辐照度和温度的数值模拟. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 49: 069601

Bandfield J L, Hayne P O, Williams J P, Greenhagen B T, Paige D A. 2015. Lunar surface roughness derived from LRO Diviner radiometer observations. Icarus, 248: 357–372

Braun J E, Mitchell J C. 1983. Solar geometry for fixed and tracking surfaces. Sol Energy, 31: 439–444

Bussey D B J, McGovern J A, Spudis P D, Neish C D, Noda H, Ishihara Y, Sørensen S A. 2010. Illumination conditions of the south pole of the Moon derived using Kaguya topography. Icarus, 208: 558–564

Campbell D B, Campbell B A, Carter L M, Margot J L, Stacy N J S. 2006. No evidence for thick deposits of ice at the lunar south pole. Nature, 443: 835–837

Carrier III W D, Olhoeft G R, Mendell W. 1991. Physical Properties of the Lunar Surface. Cambridge: Cambridge University. 483

Deutsch A N, Head III J W, 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

Gläser P, Oberst J, Neumann G A, Mazarico E, Speyerer E J, Robinson M S. 2018. Illumination conditions at the lunar poles: Implications for future exploration. Planet Space Sci, 162: 170–178

Gläser P, Sanin A, Williams J P, Mitrofanov I, Oberst J. 2021. Temperatures near the lunar poles and their correlation with hydrogen predicted by LEND. J Geophys Res-Planets, 126: e06598

Hao W F, Zhu C, Li F, Yan J G, Ye M, Barriot J P. 2019. Illumination and communication conditions at the Mons Rümker region based on the improved Lunar Orbiter Laser Altimeter data. Planet Space Sci, 168: 73–82

Haruyama J, Ohtake M, Matsunaga T, Morota T, Honda C, Yokota Y, Pieters C M, Hara S, Hioki K, Saiki K, Miyamoto H, Iwasaki A, Abe M, Ogawa Y, Takeda H, Shirao M, Yamaji A, Josset J L. 2008. Lack of exposed ice inside lunar south pole Shackleton crater. Science, 322: 938–939

Hayne P O, Aharonson O, Schörghofer N. 2021. Micro cold traps on the Moon. Nat Astron, 5: 169–175

Hayne P O, Bandfield J L, Siegler M A, Vasavada A R, Ghent R R, Williams J P, Greenhagen B T, Aharonson O, Elder C M, Lucey P G, Paige D A. 2017. Global regolith thermophysical properties of the Moon from the diviner lunar radiometer experiment. J Geophys Res-Planets, 122: 2371–2400

Acton Jr C H. 1996. Ancillary data services of NASA's navigation and ancillary information facility. Planet Space Sci, 44: 65–70

Keihm S J. 1984. Interpretation of the lunar microwave brightness temperature spectrum: Feasibility of orbital heat flow mapping. Icarus, 60: 568–589

King O, Warren T, Bowles N, Sefton-Nash E, Fisackerly R, Trautner R. 2020. The Oxford 3D thermophysical model with application to PROSPECT/Luna 27 study landing sites. Planet Space Sci, 182: 104790

Kopp G, Lean J L. 2011. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. Geophys Res Lett, 38: L01706

Langseth M G, Keihm S J, Peters K. 1976. Revised lunar heat flow values. Houston: Lunar Science Conference, 7th. 3143–3171

Mitchell D L, de Pater I. 1994. Microwave imaging of Mercury's thermal emission at wavelengths from 0.3 to 20.5 cm. Icarus, 110: 2–32

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

Paige D A, Wood S E, Vasavada A R. 1992. The thermal stability of water ice at the poles of Mercury. Science, 258: 643–646

Park R S, Folkner W M, Williams J G, Boggs D H. 2021. The JPL planetary and lunar ephemerides DE440 and DE441. AJ, 161: 105

Rubanenko L, Venkatraman J, Paige D A. 2019. Thick ice deposits in shallow simple craters on the Moon and Mercury. Nat Geosci, 12: 597–601

Siegler M, Paige D, Williams J P, Bills B. 2015. Evolution of lunar polar ice stability. Icarus, 255: 78–87

Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, Lemoine F G, Mazarico E, Torrence M H, McGarry J F, Rowlands D D, Head Iii J W, Duxbury T H, Aharonson O, Lucey P G, Robinson M S, Barnouin O S, Cavanaugh J F, Sun X, Liiva P, Mao D, Smith J C, Bartels A E. 2010. Initial observations from the lunar orbiter laser altimeter (LOLA). Geophys Res Lett, 37: L18204

Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, Mazarico E, Lemoine F G, Head III J W, Lucey P G, Aharonson O, Robinson M S, Sun X, Torrence M H, Barker M K, Oberst J, Duxbury T C, Mao D, Barnouin O S, Jha K, Rowlands D D, Goossens S, Baker D, Bauer S, Gläser P, Lemelin M, Rosenburg M, Sori M M, Whitten J, Mcclanahan T. 2017. Summary of the results from the lunar orbiter laser altimeter after seven years in lunar orbit. Icarus, 283: 70–91

Spudis P D, Bussey B, Plescia J, Josset J L, Beauvivre S. 2008. Geology of Shackleton crater and the south pole of the Moon. Geophys Res Lett, 35: 63–72

Vasavada A R, Bandfield J L, Greenhagen B T, Hayne P O, Siegler M A, Williams J P, Paige D A. 2012. Lunar equatorial surface temperatures and regolith properties from the Diviner Lunar Radiometer Experiment. J Geophys Res, 117: E00H18

Whipple F L. 1950. A comet model. I. The acceleration of Comet Encke. Astrophys J, 111: 375–394

Williams J P, Greenhagen B T, Paige D A, Schorghofer N, Sefton-Nash E, Hayne P O, Lucey P G, Siegler M A, Aye K M. 2019. Seasonal polar temperatures on the moon. J Geophys Res-Planets, 124: 2505–2521

Woods-Robinson R, Siegler M A, Paige D A. 2019. A model for the thermophysical properties of lunar regolith at low temperatures. J Geophys Res-Planets, 124: 1989–2011

Zhang J D, Ping J S, Zeng Z F, Yang Y Z, Li X Y, Wang M Y. 2019. Surface temperature simulation of lunar dayside and its geological applications: A case in Sinus Iridum. Sensors, 19: 5545

Zhong Z, Yan J G, Xiao Z Y. 2020. Lunar regolith temperature variation in the Rümker region based on the real-time illumination. Remote Sens, 12: 731

Zuber M T, Head J W, Smith D E, Neumann G A, Mazarico E, Torrence M H, Aharonson O, Tye A R, Fassett C I, Rosenburg M A, Melosh H J. 2012. Constraints on the volatile distribution within Shackleton crater at the lunar south pole. Nature, 486: 378–381

(责任编委: 惠鹤九)