人工增温对火星水循环和地表冰分布的长期影响建模。

AshwinS. Braude、[1]Edwin S.Kite、[1,2]Mark I. Richardson、[3] Alexandre Kling、[1]和 Michael A.Mischna、[4]

[1]Astera研究所，埃默里维尔，加利福尼亚州，美国[2]地球物理科学系，芝加哥大学，芝加哥，伊利诺伊州，美国[3]Aeolis Research，钱德勒，亚利桑那州，美国。[4]喷气推进实验室，加州理工学院，帕萨迪纳，加利福尼亚州，美国

arXiv:2603.01539v1 [astro-ph.EP] 2 Mar 2026

摘要

Ansari 等人（2024，《科学进展》10，eadn4650）和 Richardson 等人（2025，arXiv 预印本 2504.01455）的近期论文提出，通过向火星大气中注入人工气溶胶，可以使火星表面全球变暖 35 K（“地球化”），从而使局部栖息地维持在水的熔点以上。我们利用 MarsWRF三维全球气候模型，研究了通过释放人工气溶胶使火星人工增温将如何影响行星水循环以及主要地表冰储库的分布。在我们的模型框架中，全球变暖每增加 20 K，由于北极冠的 H_2O 冰升华，大气水汽含量会增加十倍。这会增强云层辐射反馈，从而导致低纬度地区夜间增温（~5-10 K），但冬季中纬度地区白天降温（最高达 40 K）。水会从北极冠边缘转移至南极冠，同时北部中纬度地区浅层地下冰会发生轻微失稳。因此，南极的 H_2O 冰季节性升华对全球水循环的影响会增强。在停止向大气中载入人工气溶胶后，这些变化仍会在火星上持续至少数十年。我们的模型受到当前火星天气和气候，以及候选增温剂的微物理过程和辐射特性等方面知识空白的限制。因此，在使火星变暖成为可行方案之前，还需要收集更多数据。

1 引言

尽管如今火星表面过于寒冷干燥，无法维持液态水，但大量证据表明，火星曾经更加温暖湿润（例如 Craddock与Howard，2002；Hynek等人，2010；Kite与Conway，2024；Mondro等人，2025），而且地下可能至今仍足够温暖，能够存在地下水（Grimm等人，2017）。随着太阳逐渐变亮，火星自然会重新变暖，但这需要数十亿年；如果水逃逸到太空，火星最终可能会比现在更加干燥（Jakosky，2024）。因此，先前的研究（McKay 等人，1991；Zubrin与McKay，1997；DeBenedictis 等人，2025）评估了利用火星上现有且易于获取的资源，人为恢复温暖湿润的火星环境是否可行。要让火星环境更适宜生命生存，仍面临诸多挑战，包括极端寒冷，以及缺乏氧气、无法阻挡有害紫外线辐射的 6 毫巴大气压。这是因为火星古代大气的大部分已流失到太空（Jakosky 等人，2018），而火星上已知的 CO_2 冰储量只能使当前大气压翻倍（Jakosky

和 Edwards，2018；Forget 等人，2024），这不足以引发失控变暖（萨根，1973；McKay 等人，1991）。

21世纪初的研究（Gerstell 等人，2001；Marinova 等人，2005；Dicaire 等人，2013）着重探讨了如何利用以 C_3F_8 为主的超温室气体混合物，使火星升温 >30 K，但这需要 $O(10^{14})$ kg 的氟才能制备；而氟在火星土壤中十分稀缺（Forni 等人，2015年；Rampe 等人，2018年）。近年来，人们提出了多种替代方法来使火星升温，包括利用固态温室效应（Wordsworth 等人，2019；Wordsworth 和 Cockell，2024）以及使用轨道反射器（Handmer，2024）。本文重点研究 Ansari 等人（2024）和 Richardson 等人（2025）分别提出的方法（下文分别简称为“A24”和“R25”）：向火星大气中释放经过优化的人工“工程化”气溶胶，以产生强大的温室效应；这些气溶胶允许阳光到达表面，同时将向上发射的热红外辐射重新导向表面。A24 和 R25 指出，在当前大气压下，这些气溶胶可在 ~2 个火星年内使火星升温 >30 K；其原料可分别取自土壤（金属颗粒的情形）（Williams 等人，1979），或通过电解火星大气中的 CO_2 获得（Hoffman 等人，2022）。这足以使近地表维持液态水，而液态水是微生物在火星土壤中繁衍的若干必要前提之一（DeBenedictis 等人，2025）。另一方面，即便在科学上可行，使火星升温也未必可取。反对人工增温的伦理论证（例如 Marshall，1993；Haqq-Misra，2012；Schwartz，2013；Stoner，2021；Forget 等人，2024）包括：火星在当前几乎未受改造的状态下具有天体生物学价值和更广泛的科学价值。因此，营造局部栖息地应先于全球地球化改造，并优先于后者。此外，火星上的次级气候反馈可能给火星气候系统带来无法预见的后果，抵消任何在火星上创造宜居环境的努力，甚至可能使火星变得更不宜居。因此，我们有必要进一步研究这些气候反馈对人工增温后的火星所产生的影响，并确保任何改造火星气候的尝试都考虑到设置“关闭机制”的可能性（Kite 与 Wordsworth，2025）：如果需要，可以让这颗行星恢复到地球化前状态。

以往关于这一主题的研究忽视了火星气候系统中的一个关键组成部分，而该部分可能会削弱提升其宜居性的努力：水循环对人工增温的响应。火星拥有 $>5 \times 10^6$ 千米^3 水冰（Carr 和 Head，2015年；Jakosky 和 Hallis，2024），这些水冰储存在两极上空的冰盖中，以及浅埋于中纬度地区的冰沉积物中（Morgan 等，2025年综述）；后者可能形成于高倾角时期，持续于

过去一百万年间（Leighton 和 Murray，1966；Schörghofer 和 Forget，2012；Aharonson 等，2026）。目前，火星的季节性水循环主要由北极冰冠在夏季的升华所主导。每个火星年，~1 千米^3 的 H_2O 会从北极冰冠升华，其中一部分以云的形式从大气中凝结出来，并以霜的形式季节性沉积到表面，随后在当年晚些时候再次升华（综述见 Montmessin 等（2017））。相比之下，尘埃残积层和永久性的 CO_2 冰层阻止了南极冠中的水冰升华，因此南极冠在火星季节性水循环中仅发挥次要作用。对高倾角状态下近期火星的模拟（Haberle 等人，2003；Levrard 等，2004；Mischna 等，2003；Forget 等人，2006；Madeleine 等，2009、2014；Naar，2023）表明，使北极冰冠增温将导致：a）大气中水蒸气浓度升高，并相应产生更强的水蒸气温室增温；b）云形成增多，而云既可能使表面升温，也可能使其降温（Madeleine 等，2012、2014；Kite 等，2021）；以及 c）低纬度地区季节性地表霜增多（Bapst 等，2015；Lange 等，2024），从而将更多阳光反射回太空。因此，通过人工增温改变火星的水循环，可能会通过复杂的云辐射反馈使火星升温或降温（Haberle，2013；Madeleine 等，2014；Kite 等，2021）。此外，对早期火星水循环的模拟表明，增温可能使中纬度地区的水冰储库变得不稳定；这些储库既是未来推进剂和饮用水的宝贵来源，也是记录火星历史最近0.1%–1%时期气候变化的科学档案（Bramson 等，2021；Becerra 等，2021）。对早期火星气候的研究表明，较温暖的火星可能形成“冰封高地”情景（Wordsworth 等人，2013、2015），即地表冰转移至高海拔地区。在这种情况下，较低的大气压力会使冰尤其不易融化和升华，从而难以将冰送回其原始位置，并妨碍其用于人类探索。此外，水冰还受到使其抵抗增温的负反馈影响。首先，冰比裸地能够反射更多阳光，这有助于保持低温，并通过“冰反照率反馈”使其不易升华。相反，在增温气候中，更快的升华会增强温暖冰体的蒸发冷却，从而抑制地表融化（Ingersoll，1970；Schörghofer，2020；Khuller 和 Clow，2024）。因此，在增温气候中发生位移的冰，可能需要数十年甚至更长时间才能恢复到原始位置，即使之后决定停止增温也是如此。因此，理解人工增温对水循环造成的所有这些影响，具有基础科学意义。

在此，我们使用三维全球气候模型（GCM）评估人工增温火星对水循环的影响，包括温度反馈以及水中可能出现的“临界点”——

循环对冰分布的影响。具体而言，我们希望探讨：a）辐射云反馈对表面温度的影响；b）表面冰和近地表冰分布的变化；以及 c）这些变化在数十年时间尺度上的可逆性。第 2 节介绍我们的模型和理想化增温剂。第 3 节呈现气溶胶释放对表面温度和大气水浓度影响的结果。第 4 节则介绍停止人工气溶胶释放后的模型结果，以及这将如何影响火星的表面冰储库。第 5 节讨论数据和模型的局限性，这些局限使我们无法解答有关火星增温的未决问题；最后，第 6 节给出结论。

2 模型

为模拟火星气候，我们使用火星版天气研究与预报模式（MarsWRF）三维全球气候模型（Michalakes 等，2004；Skamarock 等，2005；Richardson 等，2007；Toigo 等，2012）。我们以 60×36 空间分辨率（经度 × 纬度）运行 MarsWRF，设置 52 个垂直层，并采用经过修改的 sigma 坐标参数化，从表面延伸至海拔 ~120 千米处的大气顶，以容纳人工增温导致的哈德莱环流高度增加。对于大气最顶层（海拔范围为 80 至 120 千米），我们不对热层进行建模，而是假设大气在所有高度上充分混合。我们采用平滑后的火星地形（在模型分辨率下使用 5 点最近邻平滑器），以尽量减少模型中由奥林帕斯山等尖锐地形特征引起的动力学不稳定性。我们使用双流辐射传输方案，并根据相关-k 近似法对气体吸收进行建模（Mischna 等，2012）。出射长波辐射分为 4.5 至 1000 微米范围内的七个独立光谱带，入射太阳辐射则分为 0.25 至 4.5 微米范围内的七个光谱带。模型近似导致大气顶每年平均有 2–3 W m^{-2} 的净能量泄漏至太空。在这些模拟中，我们忽略尘埃微物理和尘埃与水冰耦合，而是根据 Montabone 等（2015，2020）的火星年第36年非全球尘暴情景，规定背景尘埃光学厚度的季节变化。我们假设所有水冰云粒子的半径相同，并在水蒸气含量达到 100% 饱和时形成；其光学常数参照 Iwabuchi 和 Yang（2011）。在模型中，该粒子尺寸固定为有效半径 5 μ 米，与远日点云带中观测到的数值一致（Atwood 等，2024）。表面水冰的升华和沉积按照 Lee 等（2018）所述进行建模；只有当表面水冰含量大于 5 g m 60×36 时，才将表面的反照率和

发射率更新为水冰对应的规定值。

为维持现代火星条件下的残余南极冰冠，我们将南极 85° S以南区域的表面温度限制在CO_2 霜点以下。我们假设北极CO_2冰的表面反照率和发射率分别为0.78和0.48，南极CO_2 冰的表面反照率和发射率分别为0.43和0.747；这些数值是通过模型调校，根据海盗号着陆器观测到的大气压力变化（Guo et al., 2009）经验推导得出的。相较于观测结果（例如 Colaprete et al., 2005；Schmidt et al., 2009；Pommerol et al., 2011；Gary-Bicas et al., 2020），我们的模型低估了南极CO_2 冰的反照率。然而，残余南极冰冠的行为也尚未得到充分理解，并表现出较高的年际变率（James et al., 2001, 2007）。与大多数其他模型一样（例如 Buhler et al., 2020），我们的模型采用较高的CO_2 反照率，与观测值一致，但这会高估残余南极冰冠及其周围区域年度CO_2 冰的沉积量。反过来，这会导致水冰在夏季不易升华，造成南极年度冰净积累量偏高，与观测结果不符。因此，南极CO_2 冰的默认属性是在其观测值与其对模型中水循环和CO_2 循环的影响之间折中选定的。尽管如此，为了确定在控制情景和增温情景下，水循环对南极冰冠属性的敏感性，我们还进行了另一组模拟；在这些模拟中，允许南极温度超过CO_2 的霜点，并将南极冰冠的发射率降低至0.6。我们忽略了人工加热对南极冰冠反照率变化的影响，也忽略了其对当地埋藏CO_2 冰沉积物失稳的影响；后者可能会使火星大气压加倍（Buhler et al., 2020）。实际上，这种释放过程会受到CO_2 冰升华潜热的抑制，已知CO_2 完全升华可能需要 >100 年。

为初始化模型，我们在经度介于-180° 至 115° E之间的区域，将多年生北极冰盖延伸至 80° N；在其他经度处则延伸至 85° N（并在经度 120°-180° E处，纬度范围为纬度的区域，另设一块与主冰盖分离的多年生水冰），以近似表示观测到的多年生冰盖大小。我们将该冰盖参数化为一个准无限的水冰储库，并假定其反照率固定，将其作为可变参数——默认值为0.4，同时也进行了取0.35和0.45的模型运行（Wilson 等，2007；Navarro 等，2014）。我们假定全球平均表面气压为610 Pa，且不在南极初始化多年生 CO_2 冰盖或水冰盖。

我们共进行九次“预运行”，直到全球平均水蒸气柱密度和地表冰分布达到年度稳态；这在 ~20 火星年后实现。其中六次预运行采用两种不同的水辐射反馈情景和三种北极冠反照率情景。这两种水蒸气反馈情景分别为：a）大气水蒸气具有辐射活性，但水冰云没有；b）水蒸气和水冰云均具有辐射活性。另一次预运行采用0.4的北极冠反照率，并将水蒸气和水冰均设定为辐射非活性。最后两次预运行分别对应云具有辐射活性和非活性的情景，此时南极 CO_2 冰的发射率设为0.6。随后，我们以已完成预运行的输出为起点，开始新一组模型运行：在火星表面的特定位置，以恒定速率（单位为升/秒）注入工程气溶胶，持续20个火星年。这些运行列于表1，其中包括一个0升/秒的控制组，即预运行继续进行另外20个火星年，期间不注入任何工程气溶胶。我们测试这些运行对以下因素的敏感性：a）气溶胶释放位置（默认位置为0° N、 135° E，大致对应盖尔陨坑的坐标）；b）大气最低层中颗粒物的干沉降速度（默认设为0.03 cm/s）。最后，我们还增加了两次运行：以恒定速率注入气溶胶5个火星年，随后在第5个火星年时停止释放气溶胶（“关闭”），并让模型继续演化15个火星年，以研究火星恢复到地球化前状态的速度。

A24 和 R25 使用有限差分时域模拟，计算若干候选火星增温气溶胶的光学性质。然而，这些假想颗粒均未被证明满足在火星部署的所有标准，包括生物相容性（Xuan 等，2023年）、可持续制造（Milligan 与 Elvis，2019；Kite 与 Wordsworth，2025）、在火星环境中的可降解性（R25），以及与航天器硬件的相互作用无害（例如 Farrell 等，2004；Anderson 等，2009；Barko 等，2023年）。因此，我们将一种理想化工程气溶胶的合成光学常数作为模型输入，因为我们的目标是模拟人工增温对火星水循环的影响，而不是研究如何产生这种增温。

我们用三个变量来参数化这种理想化气溶胶的光学性质，这些变量是波长在 0.2 至 100 μm 范围内的函数：吸收效率Q_{abs}（定义为气溶胶的吸收截面除以其几何截面）、散射效率Q_{scat}（定义为气溶胶的散射截面除以其几何截面），以及不对称参数$g = \{-1, 1\}$，其值等于散射相函数余弦的积分

NPC albedo	Emissivity of South Polar CO2 ice	Radiatively active water vapour?	Radiatively active water ice clouds?	Aerosol loading (l/s) beginning t=0	Dry deposition velocity (cm/s)	Location of release (lat,lon)	Shutoff at t=... (MY)
0.35	0.747	Y	N	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
0.35	0.747	Y	Y	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
0.4	0.747	N	N	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
0.4	0.747	Y	N	0	-	-	-
				1.25	0.03	(0°,135°)	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
							5
				2.5	0.015	(0°,135°)	-
				2.5	0.06	(0°,135°)	-
				2.5	0.03	(-42.4°,70.5°)	-
				3.75	0.03	(0°,135°)	-
				5.0	0.03	(0°,135°)	-
0.4	0.747	Y	Y	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
							5
				2.5	0.03	(-42.4°,70.5°)	-
0.45	0.747	Y	N	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
0.45	0.747	Y	Y	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
0.4	0.6	Y	N	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
							5
0.4	0.6	Y	Y	0	-	-	-
				2.5	0.03	(0°,135°)	-
							5

表 1. 模型运行列表。共用单元格表示相同的模型初始条件。NPC =北极冠。MY =火星年。

气溶胶的函数。g 的正值表示净前向散射，而各向同性散射体的$g = 0$。我们为理想化气溶胶设定这些参数，使其消光趋势与 A24 和 R25 中列出的铝颗粒数值相符（这些铝颗粒会各向同性地散射来自火星表面的热辐射），也与 R25 中石墨烯圆盘的数值相符；后者对应于近乎零的散射、对入射太阳辐射的高透明度，以及强热吸收（图 1）。我们假设分析波长范围内的基准消光效率（$Q_{abs} + Q_{scat}$）为 10，随后添加两个高斯吸收峰，峰值为 $Q_{abs} + Q_{scat} = 1000$，中心分别位于 11 μm 和 24 μm，方差为 2.5 μm（半峰全宽为 ≈ 3.7 μm），以吸收热辐射光谱中尚未被大气 CO_2 吸收的部分（CO_2 在 15 μm 处有一个强吸收峰）。我们假设该颗粒的吸收与散射比例相等，所有波长下的单次散射反照率 $\left(\frac{Q_{scat}}{Q_{scat}+Q_{abs}}\right)$ 均为 0.5。最后，我们假设g 随波长呈指数衰减，其趋势大致对应于 R25 中 $8 \times 0.06 \times 0.06$ μm 铝颗粒的不对称参数变化趋势。我们假设每个气溶胶颗粒的质量密度为 2700 kg m^{-3}，尺寸为 $8 \times 0.06 \times 0.06$ μm，与 R25 中的铝颗粒相似。

3 升温后的火星上的气候反馈

3.1 全球趋势

本节重点关注不包括辐射云反馈的全球平均趋势，因为当存在辐射活性云时，气溶胶负荷超过 2.5 l/s 会导致模型不稳定。在这种情况下，气溶胶释放后 <3 个火星年内，全球平均温度趋于稳态（图 2）：人为工程制造的气溶胶浓度趋于稳定，因为气溶胶从大气中移除的速率与气溶胶释放速率相等。理想化气溶胶以 1.25 l/s、2.5 l/s 和 3.75 l/s 的速率持续释放，分别使行星全球平均表面温度稳定在高于 205 K 对照值 15 K、25 K 和 35 K 的水平。理想化气溶胶的效力强于现实气溶胶，其效力是 R25 中铝颗粒的 ~12 倍；R25 中的铝颗粒对于简单形状而言已接近理论最优值。未考虑水循环时，我们得到的表面温度值与 R25 中气溶胶释放速率降低 12 倍时的结果相对应。气溶胶释放会导致全球迅速变暖，变暖幅度与释放速率成正比。然而，气溶胶寿命，以及维持表面全球变暖所需的释放速率，对大气最低层的气溶胶干沉降速度非常敏感

在地球上，颗粒从大气表面层向表面扩散的布朗扩散，是亚微米颗粒的主要表面汇（Seinfeld 和 Pandis, 2016；Farmer 等人, 2021）。然而，目前没有关于不稳定条件下沙漠表面亚微米颗粒干沉降速率的数据。对于火星，亚微米颗粒的干沉降速率取决于一些未知因素，包括 a）近地表的水平风和湍流，以及 b）地表类型和粗糙度，因此难以估算先验（但 Li 等人, 2025 提供了估算值）。大气中可维持的全球平均气溶胶负荷与这些气溶胶的干沉降速度成反比。气溶胶干沉降速率加倍，会使给定气溶胶通量所产生的变暖幅度减半，同时变暖更集中于气溶胶释放点附近。

尽管气溶胶浓度在 <3 个火星年内达到稳态，水蒸气仍会在大气中持续积累数十年，这也导致云量增大。在气溶胶释放的前两个火星年中，这是由于北极冠边缘的夏季升华增强所致，使得全球平均地表增温每升高20 K，大气水汽便增至原来的十倍。随着时间推移，这还会增加北半球中纬度和南半球中纬度地区冬季的霜沉积，这些霜随后在夏季升华。这起到了使大气水汽在一年中的季节变化趋于均匀的作用。与Vos 等人 (2025)一样，我们发现，纳入一个参与水循环的南极冠（在Vos 等人 (2025)的情形中，这是由于高倾角的影响，而非全球人工增温）会导致湿度峰值向近日点偏移，但北极冠的季节性升华仍超过南极冠。额外水蒸气带来的温室增温使全球平均地表温度变化 <0.1 K。然而，一旦水冰云的全球平均量超过100可降水μm，由辐射云反馈引起的增温便变得显著（图3），并且在人工气溶胶浓度稳定之后很久，全球平均地表温度仍会继续升高。我们将在下一小节详细阐述其气候影响。

3.2 辐射云反馈对表面温度的影响

加入辐射云反馈会对水循环产生重大影响（图 4）。北极冠增温使大气更加湿润，进而导致冠缘出现强烈的云增温（如果模型运行超过十年，这可能影响模型的稳定性），从而进一步增强北极冠水冰的季节性升华，并增加——

南极的水冰沉积。这个新形成的南极冠以类似北极冠的方式参与水循环，使水循环在南北半球之间以及季节之间比当今更加对称。这包括远日点云带出现时间的变化（Clancy 等人，1996）：由太阳经度（L_s）= 90° - 140° 移至 L_s = 60° - 100°；此外，在赤道上方，因升华的水蒸气离开南极而形成了新的近日点云带，时间为 L_s = 220° - 270° 。近日点云带的高度高于远日点云带（~40 千米），因为火星在近日点时更暖。与水蒸气温室效应显著的地球不同，火星大气仍然比地球大气干燥，因此水蒸气温室效应仍然较弱。不过，在模型中纳入辐射活性云后，云会使赤道上空的大气增温，抑制这些高度处的云形成，并使水蒸气在近日点期间上升至热层（高度为>80 千米），这与高倾角下近期火星的模拟结果相同（Gilli 等人，2025）。这可能会加速水的大气逃逸（Jakosky 等人，2018），不过在人类时间尺度上仍然慢得可以忽略，因此超出了本研究的范围。

辐射活性云会使表面升温或降温，具体取决于纬度和一天中的时间（图 5）。夜间，海拔 10 千米以上的云在大多数季节可使低纬和中纬地区升温最多 20 K。白天，冬季半球中纬度上空的厚云可使表面降温最多 40 K。由于这种降温，较低纬度地区会形成霜。在希腊盆地（图 6），冬季白天降温可将昼夜温度变化幅度降至 <5 K——考虑到火星大气稀薄、热惯量低，这一降幅尤为显著。虽然这些纬度的云会使冬季更加寒冷，但夏季夜间升温 ~5 K 可延长日平均温度高于冰点的时长（图 7）。希腊盆地的升温尤其值得关注，部分原因在于其相对较高的大气压和较浅的地下冰，若温度升高，可能使其成为更适宜的微生物栖息地（DeBenedictis 等人，2025）。

与文献中的 35° 倾角模拟相比，结果既有相似之处，也有差异。Madeleine 等（2014）和 Naar（2023年）发现，赤道附近的辐射云反馈会带来 ~20 K的增温；Madeleine 等（2014）报告的全球平均水蒸气柱密度，约相当于我们预期在气溶胶负载为 5 l/s 的情景下出现的数值。Naar（2023年）还发现，冬季半球中纬度地区的增温更强（~40-50 K），而我们观察到该区域出现强烈的净冷却。Madeleine 等（2014）认为，这一地区是主要的降雪区。这表明，要全面评估辐射活性云对火星增温的影响，还需要开展模型比较。

改变北极冠反照率（Hale 等，2005）只会使云反馈强度发生小幅变化（图 7）。较低的极冠反照率会导致夏季更多水蒸气升华，并使中纬度地区冬季云凝结增多。如果明亮的冰升华后留下较暗的尘埃并逐渐积累，如果更活跃的尘埃循环使更多尘埃落到极冠上（Khuller，2021），或者如果工程气溶胶在表面的沉积物比极冠更暗，北极冠就可能变暗（Sagan，1973）。如果极区变暗，大气会变得更加潮湿，云量也可能增加。

3.3 希腊盆地的区域增温

由于在希腊盆地最容易形成液态水，自然会有人想知道，人工气溶胶增温能否局限于该盆地，就像轨道反射器可以做到的那样，而人工温室气体排放却做不到。这将使有限的资源能够集中用于最有可能存在液态水的区域，同时减少火星其他地区受到的气候影响。

我们发现，与从赤道释放气溶胶相比，从希腊盆地中心释放气溶胶会使希腊盆地的夏季平均温度升高 10 K（图 8），尽管希腊盆地干沉降效率提高，使全球气溶胶密度降低了 10%。然而，即使从希腊盆地底部释放，大部分气溶胶仍会扩散至全球。因此，虽然增温可以集中在释放区域，但如果不对释放方式作其他调整，希腊盆地以外的部分地区夏季温度仍会高于 273 K（图 9），而全球平均温度仅相差 1–3 K。因此，无论在何处释放，本文研究的理想化气溶胶（在释放速率较高时）都会对全球产生影响。对于实际的人工气溶胶，通过改变颗粒大小或密度，可以大幅缩短气溶胶在大气中的寿命，从而将增温限制在局部。

4 人工增暖火星的可逆性与长期影响

4.1 停止人工气溶胶释放对气候的影响

为了检验增温的可逆性，我们进行了两组模拟（一组包含辐射云反馈，另一组不包含）。在两组模拟中，我们都设定以 2.5 l/s 的速率释放理想化气溶胶，持续 5 个火星年，然后停止释放，并让模型再运行 15 个火星年。理想化气溶胶通过重力沉降和干沉降清除，其 e 折叠时间尺度为 ~0.6 个火星

年。由于火星大气仍然稀薄，且热惯量较低，火星会迅速冷却，气溶胶直接引起的增温在 <4 个火星年后消失（图 10）。然而，冰盖范围的扩大意味着火星气候恢复到地球化改造前的状态十分缓慢，至少需要数十年，甚至数百年（图 11）。包含辐射云反馈时尤其如此，因为这会增加中纬度地区的冬季霜冻形成。虽然人工气溶胶直接引起的增温很快消失，但云量增加导致的季节性温度变化会持续更久：云会使冬季中纬度地区降温 >20 K，而且这种影响在气溶胶停止释放 15 个火星年后仍然存在（图 12）。

这种变化的幅度和持续时间取决于初始气溶胶释放的持续时间：气溶胶释放越早停止，从北极冠升华逸散的水蒸气总质量就越少，因此水循环对季节性温度变化的长期影响也就越不持久。

4.2 气溶胶表面沉积

图13显示了工程气溶胶沉降到表面的位置。如果按以下假设对这些结果进行缩放：我们的理想化气溶胶单位质量的增温效果比R25中的铝颗粒强 12× 倍，那么需要 ~25 Mt铝颗粒（ = ~170 mgm^{-2}），才能在5个火星年内产生与图13所示模拟相同的增温效果；按铝的密度为2700 $kg\ m^{-3}$计算，相当于每年沉积一层厚度为 ~13 nm的全球等效颗粒层。气溶胶沉积近乎均匀（无论是否计入辐射云反馈），但在海拔较低处略有增加。总气溶胶质量的 ~2%沉积在距释放地点 <500 km范围内。哈德莱环流会将颗粒集中到夏季极地，因此该处的沉积量有所增加。随着时间推移，这可能改变极冠反照率，进而影响水蒸气升入大气的升华速率。实际上，一些颗粒可能会重新扬起并返回大气，而不是留在表面，这会延长气溶胶增温的持续时间。或者，也可以将颗粒设计成能够降解为火星上丰富存在的物质。对于现实中的候选增温剂，需要通过实验室实验量化这些过程。

4.3 火星变暖对表面水冰的影响

温暖火星情景下，水蒸气的主要净来源是多年冰区；在模型分辨率下，该区域的纬度范围为75°至 80° N。它对应一片与主体北极层状沉积物分离的地表冰沉积区，面积约为100,000平方千米，两者之间隔着奥林匹亚沙丘区。我们预测，该区域水冰的净升华量为每年15–20 Gt，相当于每个火星年损失 ~20 cm厚的最上层冰。相比之下，如果假设北极冠上的水冰年净积累量为模型预测的0.5–1 mm/yr（Landis 等人，2016；Levrard 等人，2007；Hvidberg 等人，2012），那么每年都会永久损失储存在 75° – 80° N冰沉积物中的数百年气候记录。北极冠边缘升华的水蒸气会迁移至两个（也可能是三个）主要汇。首先，随着大气变得更加湿润，冬季霜冻会增厚并向低纬度扩展。冬季白天云层造成的降温也促进了这一过程。远日点季节期间，南半球昼夜持续存在的霜冻可延伸至 20°S，而北半球昼夜持续存在的霜冻则可向南延伸至 30°N。这与无增温情景下霜冻最远延伸至赤道两侧 40° 的情况形成对比（图14）。如果忽略云的辐射效应，我们还发现，在气溶胶释放后约7个火星年内，夏季升华北极冠边缘所增加到火星系统中的大部分多余水蒸气，都会重新沉积到北方高原（>80° N）。该处全年较长时间保持低温，而且更湿润的大气有利于冰的净沉积。这使大气的全球平均水汽含量在全年保持稳定。然而，纳入辐射云反馈会产生相反效果：它会提高北方高原的夏季气温，导致水蒸气从该区域升华并进入火星大气。因此，温暖火星情景下北方高原对气候系统的贡献尚不确定，并且高度依赖云微物理过程的模型参数化（见第5节）。相比之下，低纬度山地顶部形成的微量夜间霜冻（等效深度为<1 mm）——尤其是塔尔西斯、叙尔蒂斯高原和埃律西昂山上的霜冻——会在日出时升华。因此，水不会像早期火星情景中所提出的那样迁移至高海拔冷阱（Wordsworth 等人，2013，2015）。这是因为工程气溶胶增温在低纬度地区的效果强于两极（R25）。

最后一个主要的冰汇位于南极。在一个火星年内，南北半球之间季节性交换约 100 Gt 的水，每个火星年有净 5–10 Gt 的水从北半球输送到南半球（图 15）。在对照情景中，

我们观察到南北半球间水输送存在偏差，每个火星年为 <0.1 Gt，这取决于南极冠 CO_2 冰盖发射率的不确定性。火星变暖期间，这种偏差会消失，因为残余冰盖边缘每年的水冰沉积会引发反照率变化，使夏季升华受水冰潜热限制，从而避免水冰完全损失，并逐渐在纬度高于 75°S 的区域积累，形成多年生冰盖。每个南半球夏季，这片新冰盖的北缘（75-85° S）会部分升华，将 10–20 Gt 水蒸气释放到大气中；这与北半球夏季北极冠边缘升华的过程一样，对水循环有所贡献。

气溶胶释放停止后，温度迅速下降；在一个火星年内，北极冠边缘（75 - 80° N）不再是系统中水蒸气的净来源。相反，新形成的南极冠边缘（75 - 80° S）每年夏季逐渐升华消失，冬季却得不到北极冠升华水分的补充。此外，温度迅速下降，导致 65° 至 75° N 之间原本为季节性霜冻的区域，在气溶胶关闭后的最初 5-10 个火星年内变为多年冰，因为夏季气温已不足以使冬季积累的冰完全升华。因此，半球间的水蒸气输送方向发生逆转：南极冠边缘和中纬度地区的季节性霜冻升华产生的水，会重新沉积到北极冠；其中包括 75 - 80° N 之间的区域，那里补回了最初损失冰量的约 15-20%。尽管这些水大多永久沉积在北极冠上，残存的南极冠每年也净积累水冰（图 16），而 85° S 以南的夏季升华可以忽略不计。在不考虑辐射云反馈时，我们发现 80° 至 85° S 之间的冰层厚度会在气溶胶关闭后~6 个火星年达到峰值，随后冰盖缓慢消退，其速度受沉积于此的 CO_2 冰的假定发射率调节（发射率越低，升华越快）。辐射云反馈所诱发的更湿润的大气会加速南极冰的积累；即使在气溶胶释放停止 15 个火星年后， 80° S 以南的纬度区域仍在逐年积累冰。关闭后 10-15 个火星年，大气水蒸气含量趋于平稳，达到新的亚稳态平衡，湿润程度显著高于变暖前的状态；这是因为南极冠在 80 - 85° S 之间逐渐升华，此外， 65°至 75° N 之间的新多年冰层也在一定程度上逐渐升华，数十年间持续向大气输送水蒸气，即使气溶胶释放已经停止也是如此。考虑辐射活性云后，大气的季节性

水含量变化模式与一个近期火星情景相似：该情景不含残存的南极 CO_2 冰盖（Vos 等人，2025）；15 个火星年后，全球水蒸气含量在北半球夏季出现一个小峰值，而在近日点季节则出现一个较大的峰值，分别对应北部和南部霜冰的季节性升华。因此，在我们的模型框架中，主要表面冰储库的变化在十年尺度上不可逆转，并将继续驱动与当今火星截然不同的水循环，至少持续一个世纪。

4.4 对 CO_2 循环的影响

尽管在气溶胶负载为 2.5 l/s 时，两极极冠的冬季纬向半径均减少了 $\sim 10^\circ$，但全球 CO_2 冰沉积减少导致大气压力升高，使 CO_2 冰在冬季极冠上的沉积速度加快，这是因为 CO_2 的霜点相对于局部表面温度升高了。这些额外 CO_2 冰的潜热还使两极的表面温度更能抵御夏季增温，相较于对照情形尤为明显，尤其是在北极，因为模型中北极表面 CO_2 冰的反照率高于南极。即使在气溶胶负载为 5 l/s 的情景下，我们的模型中仍观测到季节性 CO_2 冰凝结（图 17）。因此，火星的 CO_2 循环对气溶胶造成的人工增温具有很强的稳健性：气溶胶可以在火星上形成温暖区域，同时火星仍能像以前一样按季节凝结其主要大气成分——这一特性使其在太阳系中由国际天文学联合会定义的八大行星中独树一帜（海卫一和冥王星除外；Gao & Ohno，2025）。

4.5 地下冰稳定性

我们现在将评估火星变暖会如何影响地下冰的稳定性。地下冰变暖可能会使其升华，但更湿润的大气所带来的冰形成速率增加，可能会对此予以补偿。中纬度地下冰沉积的分布与现代气候下预期的平衡分布高度吻合（Mellon & Jakosky, 1995），但人们认为这些沉积是在高倾角条件下形成的，而这种条件可能要数十万年才会再次出现（Laskar et al., 2004; Smith et al., 2020; Becerra et al., 2021）。要使中纬度地下冰沉积年复一年保持稳定，升华必须与水蒸气从大气中向下扩散、穿过土壤返回地下的过程相平衡。换言之，地下变暖必须由大气湿度的增加来补偿。

此外，如果要让中纬度沉积物适宜居住，那么其中一些更容易接近的 -
地下冰应当季节性融化，而不只是升华或保持冻结。

根据 Mellon 等人（2004）以及 Schörghofer 和 Aharonson（2005），在厚度为z 的可渗透土壤下方，温度为$T(z)$的地下冰在以下条件下稳定：

$$\left\langle \frac{min\left(P_{surf}^{H2O}, P_{svp}^{H2O}(T_{surf})\right)}{T_{surf}} \right\rangle_{year} - \left\langle \frac{P_{svp}^{H2O}(T(z))}{T(z)} \right\rangle_{year} \geq 0 \quad (1)$$

其中，T^{surf} 和$P^{H2O}{}_{surf}$ 分别表示表面温度和水蒸气分压，而P_{svp}^{H2O}是温度为$T(z)$时水的饱和蒸气压。如果第一项大于第二项，地下冰将在深度z 处沉积，冰层界面将向表面移动。在本研究中，我们未考虑土壤孔隙空间被冰填充的影响；这种影响会增加土壤的热惯量（Siegler 等人，2012；Steele 等人，2017）。因此，与观测数据相比，我们的模型低估了中纬度地区深度为 <1 m 处冰的稳定性（Dundas 等人，2018，2021；Morgan 等，2025）。

我们使用单一量 θ_z，对地球化改造前的对照情形和人工增温情形下给定土壤深度 z 处地下冰的稳定性进行参数化：

$$\theta_z = atan2\left(s_{warmed}, s_{control}\right) \quad (2)$$

其中：

$$s = \left\langle \frac{min\left(P_{surf}^{h2o}, P_{svp}^{h2o}(T_{surf})\right)}{T_{surf}} \right\rangle_{year} - \left\langle \frac{P_{svp}^{h2o}(T(z))}{T(z)} \right\rangle_{year} \quad (3)$$

分别定义了两种情形下深度z处的稳定性条件。

$\sin(\theta_z)$ 的符号给出增温情形下的净稳定性，$\cos(\theta_z)$ 的符号给出对照情形下的净稳定性。因此，便于将我们的 θ_z 结果划分为四种不同的稳定性情景：a) $0 \leq \theta_z \leq \frac{\pi}{2}$（在控制组与增温条件下冰均稳定），b) $\frac{\pi}{2} \leq \theta_z \leq \pi$（增温条件下冰稳定，控制组条件下冰不稳定），c) $-\frac{\pi}{2} \leq \theta_z \leq 0$（增温条件下冰不稳定，控制组条件下冰稳定），以及 d) $-\pi \leq \theta_z \leq \frac{\pi}{2}$（在控制组与增温条件下冰均不稳定）。我们对 MarsWRF 输出进行后处理，以评估地下冰（若存在）的稳定性。我们并未在 MarsWRF 中显式模拟地下冰。

为利用 MarsWRF 计算热量在土壤中的传导速率，我们将地下从表面到 ~15 m 深度划分为 15 个均质层，各层厚度随深度增加。热导率 k_{reg} 在空间上变化，并由火星全球勘测者热辐射光谱仪（MGS-TES）热惯量数据（Putzig 与 Mellon，2007年）导出，假设体积密度均匀为 $\rho_{reg} = 1500$ kg m^{-3}，比热容为 $c_p = 837$ J kg^{-1} K^{-1}。最高热导率值（~0.5 W m^{-1} K^{-1}）出现在两极，最低值（~1 mW m^{-1} K^{-1}）出现在赤道附近的尘埃沉积中。我们可以定义热穿透深度 $\approx \sqrt{k_{reg}\, c_p \rho_{reg} t}$，其中 t 为表面增温的持续时间。10 个火星年的工程化气溶胶释放对应于低 k_{reg} 土壤中受人工增温影响的顶部 ~70 cm 表面，而在导热性最强的区域，增温可向下穿透至 ~15 m。然而，在火星的大部分地区，经过 10 个火星年后，增温将达到数米深度。此处我们仅考虑土壤最上部的 1 米。这最上部的 1 米最便于人类利用，并可用轨道伽马射线与中子光谱学探测（Morgan 等，2025）。

图 18 展示了人工增温 10 个火星年后地下冰稳定性的变化（2.5 l/s 情景，辐射活性云，忽略冰形成导致的孔隙闭合）。我们的对照（0 l/s）情景结果与 Schörghofer 和 Aharonson（2005）在孔隙空间未被填充情况下的结果一致：表土最上方 1 米内的稳定地下冰大多局限于 60° 南北两侧的极区纬度。在两极，人工增温会提高地下冰的稳定性，因为夏季水冰升华增加使地表水蒸气浓度提高了一个数量级，这一影响超过了浅层地下温度升高的影响；浅层地下温度升高则受到上覆冰盖潜热的缓冲。另一方面，在较低纬度地区，浅层地下温度的升高超过了人工增温导致的地表湿度增加，因此当地存在的浅层地下冰，其年际稳定性会进一步降低。我们还观察到半球间的不对称性：南半球高纬度地区冬季较冷，地表 CO_2 冰持续时间更长，因此人工增温后，南极冰盖边缘的地下冰稳定性提高；而北极冰盖边缘的地下冰稳定性则降低，影响深度达 ~80 cm。不过，如果在模型中考虑地下冰的孔隙堵塞，我们很可能会观察到两个半球较浅深度处也存在稳定冰。最终，水循环将达到平衡，北极层状沉积物的上部以及北半球中纬度沉积物的边缘将永久失稳。

在我们的模型中，存在稳定地下冰的纬度地区，暖季平均温度仍低于冰点；因此，即使在本文研究的最高气溶胶负荷下，MarsWRF 也不会在预测地下冰稳定的地点输出高于冰点的温度。然而，实际观测发现，在火星上，纬度高于 50-55° 的地区地下 < 1 m 深处存在冰，其中包括南海拉斯盆地（Dundas 等人，2021）；我们模拟的这些地区暖季平均温度为 >273 K，白天峰值温度为 >320 K。这样的白天增温会使土壤最上方 ~10 cm 内的水冰升华，而更深处的冰对昼夜温度强迫不那么敏感。水冰升华产生的潜热通量所带来的冷却效应（Lange 和 Forget，2026）在深于 ~50 cm 的地下冰处会减弱（我们估算，水冰在 273 K 下升华时，此处的蒸发冷却速率等于 10 W m^{-2} ）。

5 模型局限性

本文展示了首次模拟人工升温火星水循环反馈的结果。然而，我们的模型受到多个变量的限制，要对这些变量加以约束，未来需要进行以下测量：

- 升温对亚微米颗粒的干沉降速率十分敏感，而在类似火星的条件下，这方面缺乏经验数据。
- 当今火星的水冰和地下 CO_2 分布图仍不完整（例如，Jakosky 和 Edwards，2018年；Broquet 等人，2020；Buhler 和 Piqueux，2021；Jakosky 和 Hallis，2024）。
- 我们无法预测当今火星的尘埃循环，包括大型风暴（Kahre、Murphy 等人，2017）。要做到这一点，需要更多关于尘埃颗粒、尘埃扬起以及尘埃源汇的数据。这些未知因素使我们难以判断，如果火星被人工升温，尘埃循环会如何变化。

要量化火星历史高倾角时期水循环对温度的反馈作用，需要对冰进行采样并分析同位素数据；这一作用至今仍不清楚（例如 Mischna 和 Richardson，2005），因为它高度取决于水循环的模型参数化。近期火星处于高倾角时的气候状态，或许是火星人工增温早期阶段的最佳（尽管并不完美）类比情形，因为极冠受到直接太阳辐射后，水蒸气升华增加。因此，这种情形有助于进一步约束火星气候系统在大气水负荷较高时的行为。

我们的结果还取决于工程气溶胶本身的一些特性，这些特性需要通过实验测量。其中一项是工程气溶胶粒子自团聚或黏附于天然尘埃的能力。另一项是它们使水冰云粒子成核的潜力，这可能会显著改变火星云特性。由于尚未开展这些测量，本研究未考虑这些因素，但这可能导致对升温后的火星上辐射云反馈效应的预测不准确（Madeleine 等，2012；Navarro 等，2014；Kahre、Haberle 等，2017）。沉降到表面的气溶胶也可能改变表面反照率，进而影响表面温度和／或水升华速率。我们假设粒子经干沉降后便不可逆地移除，因此忽略了可能改变粒子寿命的其他因素，例如：(a) 粒子降解；(b) 已沉积粒子的再扬升，这可能延长其有效气溶胶寿命（类似于当前的尘埃循环）；以及 (c) 粒子团聚导致沉降加快。如果粒子既不降解也不团聚，且容易再扬升，那么即使停止释放粒子，火星也将无限期保持温暖。

最后，我们忽略了土壤孔隙填充（会提高热惯量）和蒸发冷却对地下冰的自稳定作用。这两种作用都会降低冰的峰值温度，从而减少升华。

即使对火星的观测和实验室数据更加完善，行星气候变化模型的预测能力也存在根本局限；我们的地球气候响应模型即便再出色，在预测持续的人为变暖时同样如此（Shaw & Stevens，2025）。将火星增温 30 K 会显著改变火星的能量平衡，因此，仅适用于现代气候的假设可能会导致对增温后气候的预测出现错误外推。因此，任何有意改变火星表面温度的行动，理想情况下都应从小规模、局部范围开始，并具备及时调整方向的能力（MacMartin 与 Kravitz，2019；Kite 与 Wordsworth，2025）。未来的测试可以评估气溶胶增温能否限制在一个小型地形盆地内，例如从希腊盆地中心释放经过设计、在大气中寿命较短且不会扩散至全球的气溶胶颗粒。

总而言之，现有升温后的火星模型未能考虑的过程，可能会导致不理想的结果。我们目前尚不清楚让火星升温是否能够孕育新的生物圈，或有助于人类探索。因此，我们需要收集更多关于火星的数据（包括但不限于火星样本返回任务），以便就人类在火星未来的角色以及永久居住的可能性作出知情决策

（Kite 与 Wordsworth，2025；美国国家科学院、工程院和医学院，2025）。

5.1 结论

原则上，可以利用气溶胶（Ansari 等人，2024）、气体（Marinova 等人，2005）或太阳反射器（Handmer，2024）使火星变暖。然而，使火星变暖的成本、收益和潜在风险仍不明确。以往研究忽略了变暖对火星水循环的影响，而水循环的辐射影响可能加速或延缓变暖，并将冰迁移至不利于融化的高海拔区域。我们模拟了将具有理想化火星增温辐射特性的工程气溶胶释放到火星大气中对水循环造成的影响，同时忽略气溶胶之间的微物理相互作用。在我们的模型框架中，我们发现火星变暖会使大气变得更湿润，并产生强烈的辐射云反馈：地球大部分地区夜间变暖，而冬季中纬度地区则出现强烈的白天降温。北极附近地表和地下储库中的水冰缓慢减少，并在南极积聚。这会引发正反馈：南极冠的季节性升华对水循环的贡献增加，从而提升大气水汽和云的含量（图 19 为示意图）。反过来，这会增强辐射云反馈，使火星大部分地区变暖，但中纬度地区的冬季降温显著。即使停止释放气溶胶，这种水循环变化的影响仍至少持续数十年，因为冰长期向南极重新分布，会导致冬季辐射云反馈使南、北半球中纬度地区都出现强烈降温，并增加冬季霜冻的形成；冬季霜冻在火星气候系统中构成另一重要冰储库。

最后需要强调的是，即使火星表面能够升温，这颗行星对于最顽强的生命形式而言，仍将是比地球恶劣得多的环境，更不用说人类了；而且，没有已知的极端微生物能够承受火星环境的所有胁迫（Coleine 等人，2025；DeBenedictis 等人，2025）。火星缺乏可呼吸大气，也没有抵御有害紫外线辐射的有效屏障；其土壤不仅含盐，还含有会抑制植物生长的高氯酸盐。因此，改造火星以使其升温，不能替代对我们在可预见的未来唯一拥有的宜居行星——地球——环境的保护；与此同时，这种改造会改变火星环境，而这些变化可能至少需要数十年才能逆转。

致谢

这项工作部分由 Astera研究所提供的 E.S.K. 驻留资助。我们在芝加哥大学研究计算中心以及艾姆斯研究中心的 NASA先进超级计算（NAS）部通过 NASA 高性能计算（HEC）计划提供的资源支持下完成了这项工作。部分工作在喷气推进实验室开展；该实验室隶属加利福尼亚州理工学院，并根据与 NASA 签订的合同开展工作。我们感谢 PlanetWRF 开发团队提供的支持。

开放获取声明：

所有模型输出均可在 Zenodo（doi:10.5281/zenodo.18717694）获取，其中包括输入文件，可用于复现本文中的所有图表。如需获取 MarsWRF 源代码，请发送请求至 mir@aeolisresearch.com。

参考文献

Aharonson, O., Vos, E., Millour, E., Forget, F.,& Schörghofer,N. (2026). 火星平衡地面冰的米兰科维奇强迫。《伊卡洛斯》， *444*, 116772. doi: https://doi.org/10 . 1016/j.icarus.2025.116772

Anderson, R. C., Beegle, L. W., Peters, G. H., Fleming, G. M., Jandura, L., Kriechbaum, K., .. . Sunshine, D. (2009). 火星科学实验室任务中的颗粒输运与分布：摩擦起电的影响。《伊卡洛斯》, *204*, 545-557. doi: 10.1016/j.icarus.2009.07.006

Ansari, S., Kite, E. S., Ramirez, R., Steele, L.J.,&Mohseni,H. (2024). 利用纳米颗粒使火星保持温暖的可行性。*Sci.Adv.*,*10*,eadn4650. doi: 10.1126/sciadv .adn4650

Atwood, S. A., Smith, M. D., Wolff, M. J., Badri, K., Edwards, C. S., Christensen, P. R., ... El-Maarry, M. R. (2024, August). EMIRS热红外观测中火星水冰云有效半径的时空变化。《伊卡洛斯》, *418*, 116148. doi: 10.1016/j.icarus.2024.116148

Bapst, J., Bandfield, J. L., & Wood, S. E. (2015年). 火星季节性表面水冰的半球不对称，基于 MGS TES 数据。《伊卡洛斯》,*260*,396-408. doi: 10.1016/j.icarus . 2015.07.025

Barko, G., Kalacska, G., Keresztes, R., Zsidai, L., Shegawu,H.,& Kalacska, A.（2023年）。

月球和火星模拟物在旋转轴／密封材料上的磨损评估：模拟物和结构材料的审查与选型。《润滑剂》，*11*(8)。doi: 10.3390/lubricants11080334

Becerra, P., Bramson, A., Brown, A., Byrne, S., Coronato, A., Diniega, S., . . . 等 (2021). 火星极地层状沉积物中气候记录的重要性。载于美国天文学会会报 (第 53 卷, 第 144 页)。doi: 10.3847/25c2cfeb.90c37f59

Bramson, A., Andres, C., Bapst, J., Becerra, P., Courville, S. W., Dundas, C. M., ... 等 (2021). 火星中纬度冰：行星气候历史研究的科学目标及原位资源勘探目标。载于美国天文学会会报 (第 53 卷，第 115 页)。doi: 10.3847/25c2cfeb.cc90422d

Broquet,A., Wieczorek,M. A.,& Fa,W. (2020). 火星北极冠下方岩石圈挠曲：对冰的组成和热流的启示。 *Geophys.Res. Lett.*, *47*, e86746. doi: 10.1029/2019GL08674610.1002/ essoar.10501496.1

Buhler, P. B., Ingersoll, A. P., Piqueux, S.,Ehlmann,B.L.,& Hayne, P. O. (2020). 火星大气与南极大型 CO_2 冰沉积物的协同演化。 《自然·天文学》，*4*，364-371. doi: 10.1038/s41550-019-0976-8

Buhler, P. B., & Piqueux, S. (2021). 倾角驱动的火星大气、表土与极冠之间的 CO_2 交换。 《地球物理研究：行星》，*126*，e06759. doi: 10.1029/ 2020JE006759

Carr, M. H., & Head, J. W. (2015). 火星表面／近表面水储量：来源、汇及其随时间的变化。 *Geophys.Res.Lett.*，*42*(3)，726-732. doi: 10.1002/ 2014GL062464

Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., James, P. B., Rudy, D. J., Billawala, Y. N., . . . Muhleman, D. O. (1996). 火星远日点附近低海拔地区的水蒸气饱和：火星气候的关键因素？《伊卡洛斯》, *122*, 36-62. doi: 10.1006/icar.1996.0108

Colaprete, A., Barnes, J. R., Haberle, R.M.,Hollingsworth,J.L., Kieffer, H. H., & Titus, T. N. (2005). 地形对大气动力学的强迫作用所决定的火星南极反照率。《自然》, *435*, 184-188. doi: 10.1038/nature03561

Coleine, C., Delgado-Baquerizo, M., Rosado, A. S., & Zerboni, A. (2025). 极端微生物群落在火星地球化改造中的作用。《通讯生物学》, *8*, 1588. doi: 10.1038/s42003-025-08973-1

Craddock, R. A., & Howard, A. D. (2002). 温暖湿润的早期火星存在降雨的证据。

《地球物理研究：行星》，*107*，5111。doi: 10.1029/2001JE001505

DeBenedictis, E. A., Kite, E. S., Wordsworth, R. D., Lanza, N. L., Cockell, C. S., Silver, P. A., . . . McKay, C. P. (2025). 火星地球化研究的理由。《自然·天文学》,*9*, 634-639. doi: 10.1038/s41550-025-02548-0

Dicaire, I., Forget, F., Millour, E., Maan,D.C.,Nachon,M.,& Summerer, L. (2013). 利用火星气候模型评估人工温室气体提高火星表面温度的潜力。载于第*64*届国际宇航大会论文集，*iac13*。

Dundas, C. M., Bramson, A. M., Ojha, L., Wray, J. J., Mellon, M. T., Byrne, S., ... Holt, J. W. (2018). 火星中纬度地区裸露的地下冰盖。《科学》,*359*, 199-201. doi: 10.1126/science.aao1619

Dundas, C. M., Mellon, M. T., Conway, S. J., Daubar, I. J., Williams, K. E., Ojha, L., .. . Pathare, A. V. (2021). 火星中纬度地区广泛暴露的大面积洁净浅层冰。《地球物理研究：行星》，*126*，e06617。doi: 10.1029/2020JE006617

Farmer, D. K., Boedicker, E. K., &DeBolt,H.M. (2021). 大气气溶胶的干沉降：方法、观测与机制。《物理化学年度评论》，*72*，375-397。doi: 10.1146/annurev-physchem-090519-034936

Farrell, W. M., Smith, P. H., Delory, G. T., Hillard, G. B., Marshall, J. R., Catling, D., .. . Johnson, B. (2004). 2000-2001年MATADOR沙漠试验中尘卷风的电磁特征。《地球物理研究：行星》，*109*，E03004。doi: 10.1029/2003JE002088

Forget, F., Barthomeuf, P., Sivula, O., Freissinet, C., Lee, N. M., Mangold, N., ... Tøn- nessen, M. (2024). 火星能成为B计划之星吗？载于 C. Verseux, M. Gargaud, K. Lehto, & M. Viso (编), 火星与地球人：对火星探索与定居的现实看法 (pp. 341–366). 施普林格·自然瑞士. doi: 10.1007/978-3-031-66881-4_9

Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin,F.,Levrard,B.,& Head,J. W. (2006). 高倾角条件下大气降水形成火星冰川. 《科学》, *311*, 368- 371. doi: 10.1126/science.1120335

Forni, O., Gaft, M., Toplis, M. J., Clegg, S. M., Maurice, S., Wiens, R. C., ... 等（2015年）。首次在火星上探测到氟：对盖尔陨坑地球化学的启示。地球物理研究快报, *42*，1020-1028。doi: 10.1002/2014GL062742

Gao, P. 与 Ohno, K.（2025）。海卫一和冥王星大气层中的云与霾。载于 A. Luspay-Kuti 与 K. Mandt（编），海卫一与冥王星：活跃世界中失散已久的孪生星（第 6-1 页）。doi: 10.1088/2514-3433/ad5278ch6

Gary-Bicas, C. E.、Hayne, P. O.、Horvath, T.、Heavens, N. G.、Kass, D. M.、Kleinböhl, A.、……McCleese, D. J.（2020）。火星季节性极冠在降雪、发射率和反照率方面的不对称性：火星气候探测仪观测。《地球物理研究：行星》，*125*，e06150。doi: 10.1029/2019JE006150

Gerstell, M. F.、Francisco, J. S.、Yung, Y.L.、Boxe, C.、& Aaltonee, E. T.（2001）。利用新型超级温室气体使火星保持温暖。《美国国家科学院院刊》，*98*，2154-2157。doi: 10.1073/pnas.051511598

Gilli, G., González-Galindo, F., Chaufray, J.-Y., Millour, E., Forget, F., Montmessin, F., . . . Brines, A. (2025). 高倾角时期火星大气中的氢逃逸增加。《自然·天文学》，*9*，960-968。doi: 10.1038/s41550-025-02561-3

Grimm, R. E., Harrison, K. P., Stillman, D. E., & Kirchoff,M. R. (2017). 关于火星地下水和冰的长期保存。《地球物理研究：行星》，*122*，94-109。doi: 10.1002/2016JE005132

Guo, X., Lawson, W. G., Richardson, M. I., & Toigo, A. (2009). 利用火星大气环流模型拟合海盗号着陆器的地表气压周期。《地球物理研究：行星》，*114*，E07006。doi: 10.1029/2008JE003302

Haberle, R. M.（2013）。估算火星温室效应的强度。《伊卡洛斯》，*223*，619-620。doi: 10.1016/j.icarus.2012.12.022

Haberle, R. M.、Kahre, M. A.、Hollingsworth, J. L.、Montmessin, F.、Wilson, R. J.、Urata, R. A.、……Schaeffer, J. R.（2019）。NASA/艾姆斯传统火星全球气候模型文档：当前季节性水循环的模拟。《伊卡洛斯》，*333*，130-164。doi: 10.1016/j.icarus.2019.03.026

Haberle, R. M.、Murphy, J. R.和Schaeffer, J.（2003）。使用火星大气环流模型开展的轨道变化实验。《伊卡洛斯》，*161*，66-89。doi: 10.1016/S0019-1035(02)00017-9

Hale, A. S., Bass, D. S., & Tamppari, L.K.（2005）。利用火星全球探勘者号火星轨道相机监测火星北极常年极冠。《伊卡洛斯》，*174*，502-512。doi: 10.1016/j.icarus.2004.10 .033

Handmer, C. J. (2024). 如何利用太阳帆以500亿美元实现火星地球化。载于第十届火星国际会议 （第3007卷，第3025页）。

Haqq-Misra, J.（2012年10月）。行星工程的生态指南针。天体生物学，*12*，985-997。doi：10.1089/ast.2011.0796 Hoffman, J. A., Hecht, M. H., Rapp, D., Hartvigsen, J. J., SooHoo, J. G., Aboobaker, A. M., . . . 等（2022）。火星氧气原位资源利用实验（MOXIE）——为载人火星探索做准备。《科学进展》，*8*，eabp8636。doi：10.1126/sciadv.abp8636

Hvidberg, C. S., Fishbaugh, K. E., Winstrup, M., Svensson, A., Byrne, S., & Herkenhoff, K. E. (2012). 解读火星极地层状沉积物的气候记录。《伊卡洛斯》，*221*, 405-419. doi: 10.1016/j.icarus.2012.08.009

Hynek, B. M., Beach, M., & Hoke, M. R. T. (2010). 火星谷地网络全球地图的更新及其对气候和水文过程的启示。*J. Geo-phys. Res. Planets*,*115*, E09008. doi: 10.1029/2009JE003548

Ingersoll, A. P. (1970). 火星：液态水的存在。《科学》, *168*, 972-973. doi: 10 . 1126/science.168.3934.972

Iwabuchi, H. 与 Yang, P.（2011年）。冰的光学常数的温度依赖性：对模拟冷冰云单次散射特性的影响。《定量光谱学与辐射传递》，*112*，2520-2525。doi：10.1016/j.jqsrt.2011.06.017

Jakosky, B. M.（2024）。在未来60亿年太阳逐渐升温过程中，火星大气、挥发物和气候的变化。《伊卡洛斯》，*410*，115888。doi：10.1016/j.icarus.2023.115888

Jakosky, B. M.、Brain, D.、Chaffin, M.、Curry, S.、Deighan, J.、Grebowsky, J.、……等（2018年）。火星大气向太空的流失：利用MAVEN观测确定的当前流失率及随时间累积的流失量。《伊卡洛斯》，*315*，146-157。doi：10.1016/j.icarus.2018.05.030

Jakosky, B. M., & Edwards, C. S. (2018年). 可用于火星地球化的 CO_2 《自然·天文学》, *2*, 634-639. doi: 10.1038/s41550-018-0529-6

Jakosky, B. M., & Hallis, L. J. (2024). 火星上的类地水储量的命运《地球物理研究：行星》,*129*, e2023JE008159. doi: 10.1029/2023JE008159

James, P. B., Cantor, B. A., & Davis, S. (2001). 火星轨道器相机对1999-2000年火星南极冠的观测。《地球物理研究》,*106*, 23635-23652. doi: 10 .1029/2000JE001313

James, P. B., Thomas, P. C., Wolff, M. J.,& Bonev,B.P. (2007年). 火星轨道器相机对火星南极残余冰盖四个火星年变化的观测。《伊卡洛斯》, *192*, 318-326. doi: 10.1016/j.icarus.2007.07.014 Kahre, M. A., Haberle, R. M., Hollingsworth,J.L.,Montmessin, F., Brecht, A. S., Urata, R.,

.. . Wolff, M. J. (2017). 使用 NASA 艾姆斯火星全球气候模型对水循环建模的最新进展。载于 F. Forget & M. Millour（编），火星大气：建模与观测 （第 3209 页）。

Kahre, M. A., Murphy, J. R., Newman, C. E., Wilson, R. J., Cantor, B. A., Lemmon, M. T., & Wolff, M. J. (2017). 火星尘埃循环。载于 R. M.Haberle, R. T. Clancy, F. Forget, M. D. Smith, & R. W. Zurek（编），《火星大气与气候》（第 229-294 页）。doi：10.1017/9781139060172.010

Khuller, A. R., Christensen, P. R., & Warren, S. G. (2021). 多尘火星 H_2O 雪与冰的光谱反照率。*J. Geophys.Res.Planets*，*126*，e06910。doi：10.1029/2021JE006910

Khuller, A. R. 与 Clow, G. D.（2024）。地球、火星、土卫六和系外行星上的湍流通量与蒸发／升华速率。*J.Geophys.Res.Planets*，*129*，e2023JE008114。doi：10.1029/2023JE008114

Kite, E. 与 Wordsworth, R.（2025）。让太阳系变绿。*AsteriskMagazine*，*9*，114-122。

Kite, E. S. 与 Conway, S.（2024）。早期火星多次气候转变的地质证据。*Nat.Geosci.*，*17*，10-19。doi：10.1038/s41561-023-01349-2

Kite, E. S.、Steele, L. J.、Mischna, M. A. 与 Richardson, M.I.（2021年5月）。高空水冰云使温暖的早期火星地表成为可能。*Proc.Natl. Acad. Sci. U.S.A.*，*118*，e2101959118。doi：10.1073/pnas.2101959118

Kutepov, A., Feofilov, A., Rezac, L., & Kalogerakis, K. S.（2025）。15 μm 二氧化碳波段遥感：中间层和热层热量平衡的关键概念及其意义。遥感，*17*。doi: 10.3390/rs17111896

Landis, M. E., Byrne, S., Daubar, I. J., Herkenhoff,K. E., &Dundas, C. M.（2016）。火星北极层状沉积物的修订地表年龄。《地球物理研究快报》，*43*，3060-3068。doi: 10.1002/2016GL068434

Lange, L., & Forget, F.（2026）。火星近期过去水冰融化的可能性及其对沟壑形成的意义。*J.Geophys. Res. Planets*，*131*，e2025JE009512。doi: 10.1029/2025JE009512

Lange, L., Piqueux, S., Edwards, C. S., Forget, F., Naar, J., Vos,E., & Szantai, A.（2024）。利用热辐射成像系统观测火星水霜：应用于卤水的存在及（次）表面水冰的稳定性。《地球物理研究：行星》，*129*，e2024JE008489。doi: 10.1029/2024JE008489

Laskar, J., Correia, A. C. M., Gastineau, M.,Joutel, F.,Levrard, B., & Robutel, P. (2004). 火星日照量的长期演化与混沌扩散。《伊卡洛斯》,*170*, 343-364. doi: 10.1016/j.icarus.2004.04.005

Lee, C., Richardson, M. I., Newman, C. E., &Mischna,M.A. (2018). MarsWRF 全球环流模式中至日停滞期对大气冰和尘埃的敏感性。《伊卡洛斯》,*311*, 23-34. doi: 10.1016/j.icarus.2018.03.019

Leighton, R. B., & Murray, B. C. (1966). 火星上二氧化碳及其他挥发物的行为。《科学》,*153*, 136-144. doi: 10.1126/science.153.3732.136

Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., &Laskar, J.（2004）。低倾角期间不稳定的赤道冰升华，在火星高纬度地区形成了近期的富冰沉积物。《自然》，*431*，1072-1075。doi：10.1038/nature03055

Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., & Laskar, J.（2007）。全球气候模型揭示的火星北极层状沉积物近期形成与演化。《地球物理研究：行星》，*112*，E06012。doi：10.1029/2006JE002772

Li, L., Zhao, C., Newman, C. E., Zhao, Y., Feng, J., Li, T., .. . Yue, Y.（2025）。考虑已解析尘埃粒径的干沉降过程对模拟火星尘埃的影响。《地球物理研究：行星》，*130*，e2024JE008616。doi：10.1029/2024JE008616

MacMartin, D. G., & Kravitz, B. (2019). 气候工程的工程化。《控制、机器人与自主系统年度评论》，*2*，445-467。doi：https://doi.org/10.1146/annurev-control-053018-023725

Madeleine, J. B., Forget, F., Head, J. W., Levrard, B., Montmessin, F., & Millour, E. (2009). 火星亚马逊纪北部中纬度冰川作用：一种拟议的气候情景。《伊卡洛斯》，*203*，390-405。doi：10.1016/j.icarus.2009.04.037

Madeleine, J.-B., Forget, F., Millour, E., Navarro,T., & Spiga,A. (2012). 具有辐射效应的水冰云对火星气候的影响。《地球物理研究快报》，*39*，L23202。doi：10.1029/2012GL053564

Madeleine, J.-B., Head, J. W., Forget, F., Navarro, T., Millour, E., Spiga, A., . . . Dickson, J. L.（2014）。火星近期冰期：辐射活性云和云微物理的作用。《地球物理研究快报》，*41*，4873-4879。doi：10.1002/2014GL059861

Marinova, M. M., McKay, C. P., & Hashimoto,H. (2005). 利用人工温室气体使火星变暖的辐射-对流模型。《地球物理研究：行星》，*110*，E03002. doi: 10.1029/2004JE002306

Marshall, A. (1993). 伦理学与地外环境。《应用哲学杂志》，*10*，227–236. McKay, C. P., Toon, O. B., & Kasting, J. F. (1991). 使火星适宜居住。《自然》，*352*，489-496. doi: 10.1038/352489a0

Mellon, M. T., Feldman, W. C., & Prettyman, T.H. (2004). 火星南半球地下冰的存在与稳定性。《伊卡洛斯》,*169*, 324-340. doi: 10.1016/ j.icarus.2003.10.022

Mellon, M. T., & Jakosky, B. M. (1995). 火星地下冰在过去和现在时期的分布与变化。*J.Geophys.Res.*,*100*,11781-11799.

Michalakes, J., Dudhia, J., Gill, D., Henderson, T., Klemp,J.,Skamarock, W., & Wang, W. (2004). 天气研究和预报模式：软件架构与性能。载于气象学中的高性能计算应用 (p. 156-168). doi: 10.1142/9789812701831_0012

Milligan, T., &Elvis, M. (2019). 火星环境保护：八分之一原则的应用。载于 K. Szocik（编），火星任务中的人为因素（第 167 页）。doi: 10 . 1007/978-3-030-02059-0_10

Mischna, M. A., Lee, C., & Richardson,M. (2012). 火星大气过去与现在的快速、精确辐射传输模型的开发。*J.Geophys. Res. Planets*,*117*, E10009. doi: 10.1029/2012JE004110

Mischna, M. A., & Richardson, M. I. (2005). 对高倾角条件下火星大气中水丰度的重新分析。*Geophys.Res.Lett.*,*32*,L03201. doi: 10.1029/ 2004GL021865

Mischna, M. A., Richardson, M. I., Wilson, R. J., & McCleese,D. J.（2003）。关于火星水和 CO_2 循环的轨道强迫：采用简化挥发物方案的大气环流模型研究。*J. Geophys.Res.Planets*，*108*，5062。doi: 10.1029/2003JE002051

Mondro, C. A., Grotzinger, J., Fedo, C. M., Lamb, M. P., Gupta, S., Dietrich, W. E., ... 其他作者（2025）。阿马帕里标志带的沉积环境：水位上升在火星盖尔陨坑形成了公里尺度的湖泊。《地球物理研究：行星》，*130*，2024JE008606。doi：10.1029/2024JE008606 Montabone, L., Forget, F., Millour, E., Wilson, R. J., Lewis, S. R., Cantor, B., ... Wolff, M. J.（2015）。火星尘埃光学厚度的八年气候学。《伊卡洛斯》，*251*，65-95。doi：10.1016/j.icarus.2014.12.034

Montabone, L., Spiga, A., Kass, D. M., Kleinböhl, A.,Forget,F., & Millour, E.（2020）。基于火星气候探测仪观测的火星年第34年柱状尘埃气候学：重建地图与模型模拟。《地球物理研究：行星》，*125*，e06111。doi：10.1029/2019JE006111

Montmessin, F., Smith, M. D., Langevin, Y.,Mellon, M.T., & Fedorova, A. (2017). 水循环。载于 R. M. Haberle, R. T. Clancy, F. Forget, M. D. Smith, & R. W. Zurek (编)，《火星大气与气候》（第 295-337 页）。doi: 10.1017/9781139060172.011

Morgan, G. A., Putzig, N. E., Baker, D. M. H., Pathare, A., Dundas, C. M., Russell, M. B., . . . Bain, Z. (2025). 为支持未来任务而精细绘制火星地下水冰分布图。*Planet. Sci.*，*6*，29。doi: 10.3847/PSJ/ad9b24

Naar, J. (2023年). 火星当前水循环及最近几次冰河时代的建模。（博士论文，索邦大学）。doi: 10.13140/RG.2.2 .31506.84162

美国国家科学院、工程院和医学院. (2025年). 载人火星探测科学战略. 美国国家科学院出版社. doi: 10.17226/28594

Navarro, T., Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., Millour, E., Montmessin, F., & Määttä-nen, A. (2014). 采用改进的微物理过程和具有辐射作用的水冰云进行火星水循环全球气候建模。《地球物理研究：行星》, *119*, 1479-1495. doi: 10.1002/2013JE004550

Pommerol, A., Portyankina, G., Thomas, N., Aye, K.-M., Hansen, C. J., Vincendon, M., & Langevin, Y. (2011年). 火星春季南部季节性极冠的演变：来自火星勘测轨道飞行器上高分辨率成像科学实验相机和火星勘测轨道飞行器紧凑型火星勘测成像光谱仪高分辨率观测的见解。《地球物理研究：行星》,*116*, E08007. doi: 10.1029/2010JE003790

Putzig, N. E., & Mellon, M. T. (2007年). 火星表观热惯量与表面异质性。《伊卡洛斯》, *191*, 68-94. doi: 10.1016/j.icarus.2007.05.013

Rampe, E. B., Cartwright, J. A., McCubbin,F.M., & Osterloo, M. M. (2018年). 卤素在火星流体与岩浆过程中的作用。载于卤素在地球与地外地球化学过程中的作用：表面、地壳与地幔(pp. 959–995). 施普林格。

Richardson, M. I., Ansari, S., Fan, B., Ramirez, R., Mohseni, H., Mischna, M. A., ... Kite, E. S.（2025）。火星地球化改造初步探索的大气动力学。取自 https://arxiv.org/abs/2504.01455

Richardson, M. I., Toigo, A. D., & Newman, C. E.（2007年）。PlanetWRF：一个用于行星大气与气候动力学的通用局地至全球数值模型。《地球物理研究：行星》，*112*，E09001。doi：10.1029/2006JE002825

Sagan, C. (1973). 火星行星工程。《伊卡洛斯》，*20*,513-514. doi: 10.1016/0019 - 1035(73)90026-2

Schmidt, F., Douté, S., Schmitt, B., Vincendon,M., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & Omega 团队. (2009). 反照率对火星季节性南极冠退缩的控制。《伊卡洛斯》，*200*, 374-394. doi: 10.1016/j.icarus.2008.12.014

Schörghofer, N. (2020). 火星：巨石背后的 Crocus 融化定量评估。《天体物理学杂志》，*890*, 49. doi: 10.3847/1538-4357/ab612f

Schörghofer, N., & Aharonson, O. (2005). 火星地下冰的稳定性与交换。《地球物理研究：行星》，*110*, E05003. doi: 10.1029/2004JE002350

Schörghofer, N., & Forget, F. (2012). 火星地下冰的历史与结构。《伊卡洛斯》，*220*, 1112-1120. doi: https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.003

Schwartz, J. S. J. (2013). 地球化改造在道德上是否可接受。*Ethics Environ.*, *18*(2), 1–31.

Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2016).《大气化学与物理：从空气污染到气候变化》（第3版）。John Wiley and Sons.

Shaw,T., &Stevens,B. (2025). 另一场气候危机。《自然》, *639*, 877-887. doi: 10 . 1038/s41586-025-08680-1

Siegler, M., Aharonson, O., Carey, E., Choukroun, M., Hudson, T., Sc hörghofer, N., & Xu, S. (2012). 火星冰质风化层类比物的热学性质测量。《地球物理研究：行星》,*117*, E03001. doi: 10.1029/2011JE003938

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D. M., Wang, W., & Pow- ers, J. G. (2005). 高级研究 WRF 第 2 版说明。doi: 10.5065/D6DZ069T

Smith, I. B., Hayne, P. O., Byrne, S., Becerra, P., Kahre, M., Calvin, W., ... 等人 (2020). 圣杯：解锁储存在火星极地层状沉积物中的气候记录路线图。《行星与空间科学》,*184*, 104841. doi: 10.1016/j.pss.2020.104841

Steele, L. J., Balme, M. R., & Lewis, S. R. (2017). 火星近期历史中风化层—大气交换的水。《伊卡洛斯》, *284*, 233-248. doi: 10.1016/j.icarus.2016.11.023

Stoner, I. (2021). 地球化改造的伦理：对六种论证的批判性综述。载于火星地球化改造（第 99-115 页）。John Wiley and Sons,Ltd. doi: https://doi.org/10.1002/

9781119761990.ch6

Streeter, P. M., Lewis, S. R., Patel, M. R.,Holmes,J.A.,&Kass, D. M. (2020). 2018/火星年第34年全球尘暴期间的表面增温。《地球物理研究快报》, *47*, e83936. doi: 10.1029/2019GL083936

Toigo, A. D., Lee, C., Newman, C. E., & Richardson, M. I. (2012). 分辨率对火星全球大气动力学的影响：使用MarsWRF全球气候模式进行的不同分辨率研究。《伊卡洛斯》, *221*, 276-288. doi: 10.1016/j.icarus.2012.07.020

Vos, E., Aharonson, O., & Forget, F. (2025). 没有南部常年CO_2覆盖层的火星。《地球物理研究快报》, *52*, 2024GL113274. doi: 10.1029/2024GL113274

Williams, R. J.、McKay, D. S.、Giles, D. 和 Bunch, T. E.（1979）。月球矿石的开采与选矿。载于 G. K. O'Neill、J. Billingham、W. Gilbreath、B. O'Leary 和 B. Gos- sett（编），*NASA*特别出版物 （第428卷，第275页）。

Wilson, R. J.、Neumann, G. A. 和 Smith, M. D.（2007年）。火星水冰云的日变化和辐射影响。《地球物理研究快报》，*34*，L02710。doi：10.1029/2006GL027976

Wolff, M. J.、Smith, M. D.、Clancy, R. T.、Arvidson, R.、Kahre, M.、Seelos, F.、……Savijärvi, H.（2009）。紧凑型侦察成像光谱仪观测到的尘埃气溶胶单次散射反照率的波长依赖性。《地球物理研究杂志：行星》，*114*，E00D04。doi：10.1029/2009JE003350

Wordsworth, R., & Cockell, C. (2024). 地外环境中的自我维持型生命栖息地。《天体生物学》，*24*，1187-1195。doi: 10.1089/ast.2024.0080

Wordsworth, R., Forget, F., Millour, E., Head, J. W., Madeleine, J. B., & Charnay, B. (2013). 较稠密 CO_2 大气条件下早期火星气候的全球建模：水循环与冰演化。《伊卡洛斯》，*222*，1-19。doi: 10.1016/j.icarus.2012.09.036

Wordsworth, R., Kerber, L., & Cockell, C. (2019). 利用二氧化硅气凝胶的固态温室效应提升火星宜居性。《自然·天文学》，*3*，898-903。doi: 10.1038/s41550-019-0813-0

Wordsworth, R., Kerber, L., Pierrehumbert, R. T., Forget, F., & Head, J. W.（2015年）。三维气候模式中早期火星"温暖湿润"与"寒冷冰冻"情景的比较。《地球物理研究：行星》，*120*，1201-1219。doi：10.1002/2015JE004787

Xuan, L., Ju, Z., Skonieczna, M., Zhou, P.K.,& Huang,R. (2023年). 纳米颗粒对人类健康造成的潜在毒性：应用、毒性机制与评估模型。*MedComm.*,*4*, e327. doi: 10.1002/mco2.327

Zubrin, R. M., & McKay, C.P. (1997). 火星地球化改造的技术要求。*J.Br. Interplanet. Soc.*,*50*, 309.

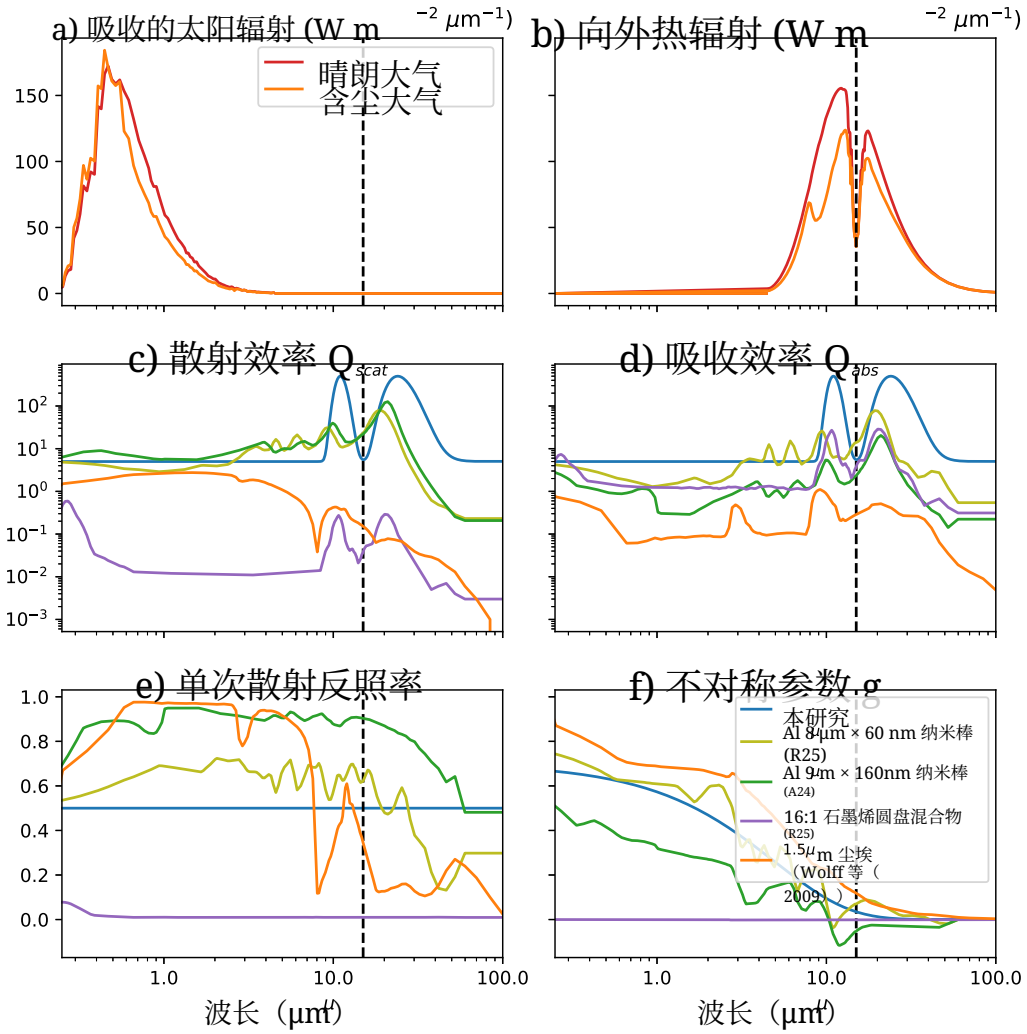

图 1. 上排：a）模拟到达表面的太阳辐照度；b）模拟大气层顶的辐射（乘以 20），分别对应晴朗和多尘条件，光学厚度为 $\tau = 3$，且不考虑人工气溶胶的影响。黑色竖向虚线表示 15 μm 吸收带，CO_2 在此波段能有效吸收（Kutepov 等人，2025）。在 15 μm 处吸收的工程气溶胶不会产生太大的额外增温效应。c）至 f）：理想化的火星增温气溶胶光学性质，其设计目标是将太阳辐射向前散射至表面，同时阻挡表面热辐射。我们还展示了有效半径为 1.5 μm 的火星尘埃光谱（Wolff 等（2009）；Haberle 等人，2019）以作比较。天然火星尘埃会降低火星昼面温度（Streeter 等人，2020），因此并非合适的增温剂。

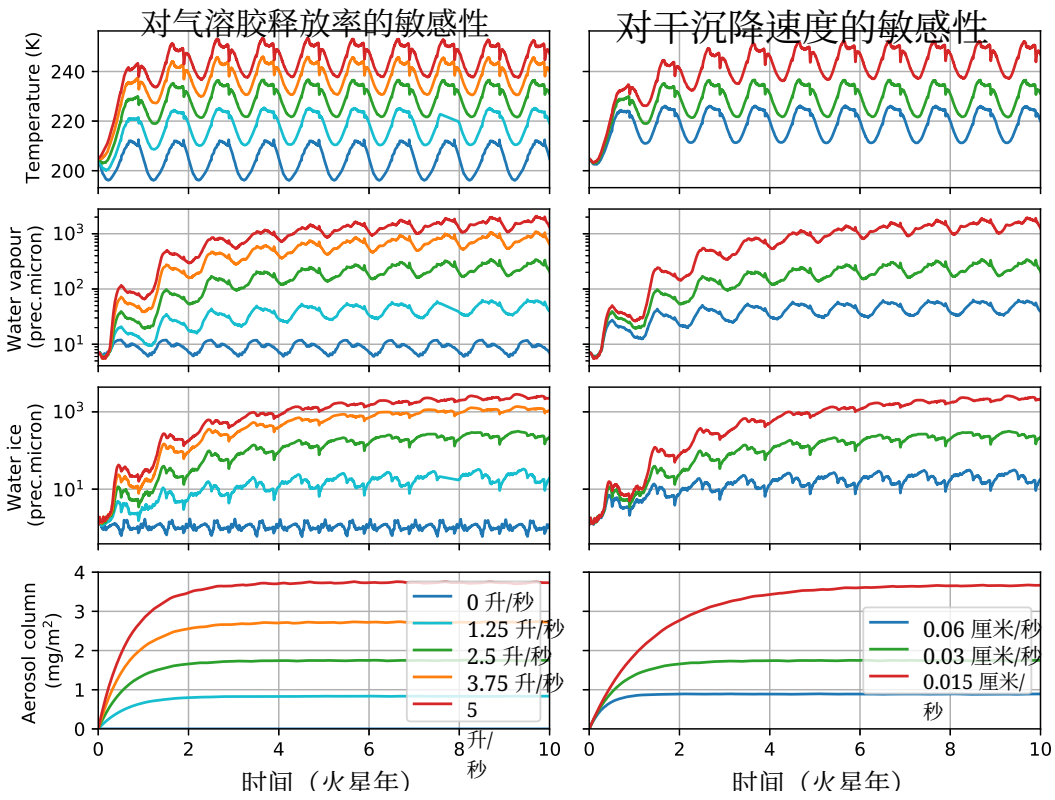

图 2. 随时间的演变，从上到下依次为：全球平均地表温度、大气水蒸气柱深度、大气水冰柱深度和气溶胶柱深度。结果显示了在干沉降速度固定为 0.03 cm/s 时，(左) 人工设定的气溶胶释放率，以及在气溶胶释放率固定为 2.5 l/s 时，(右) 干沉降速度的影响。本图所示的模型运行均对应于水蒸气具有辐射效应、而云不具有辐射效应的情景

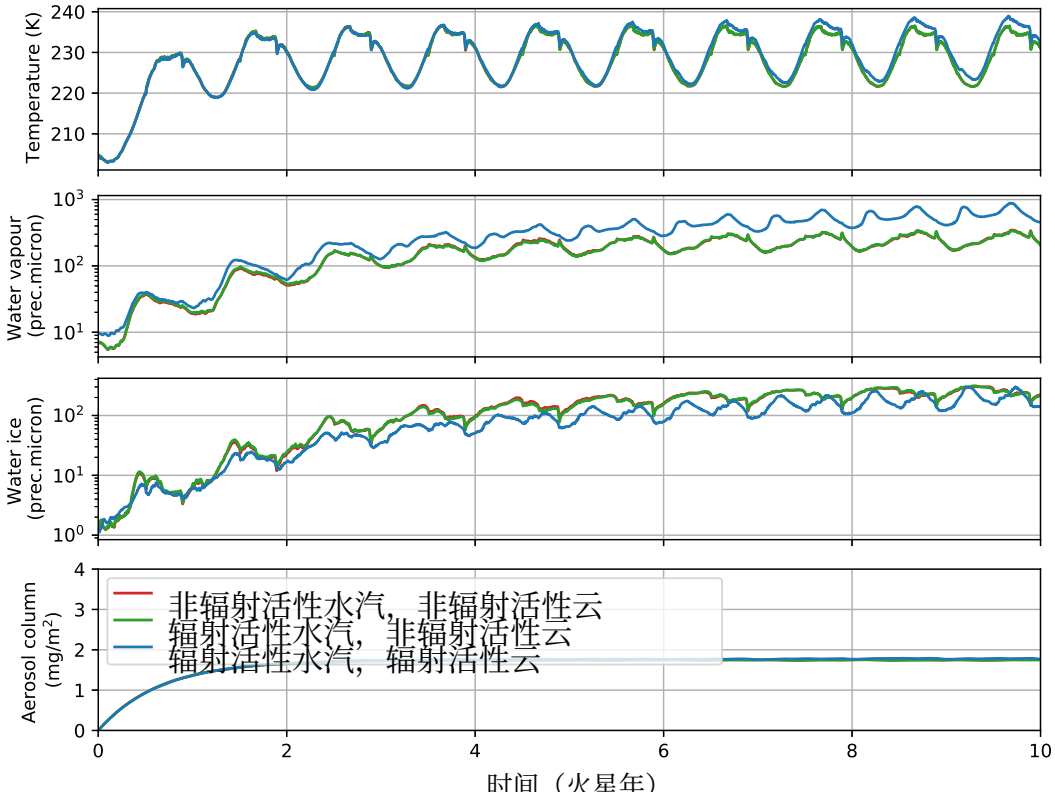

图3. 在气溶胶释放率为 2.5 l/s 的情景下，全球平均表面温度、大气水汽和冰柱，以及气溶胶柱深度的演变。图中展示了三种不同的辐射活性情景。两种含有非辐射活性云的情景大多无法区分，因为水蒸气产生的温室效应较弱。

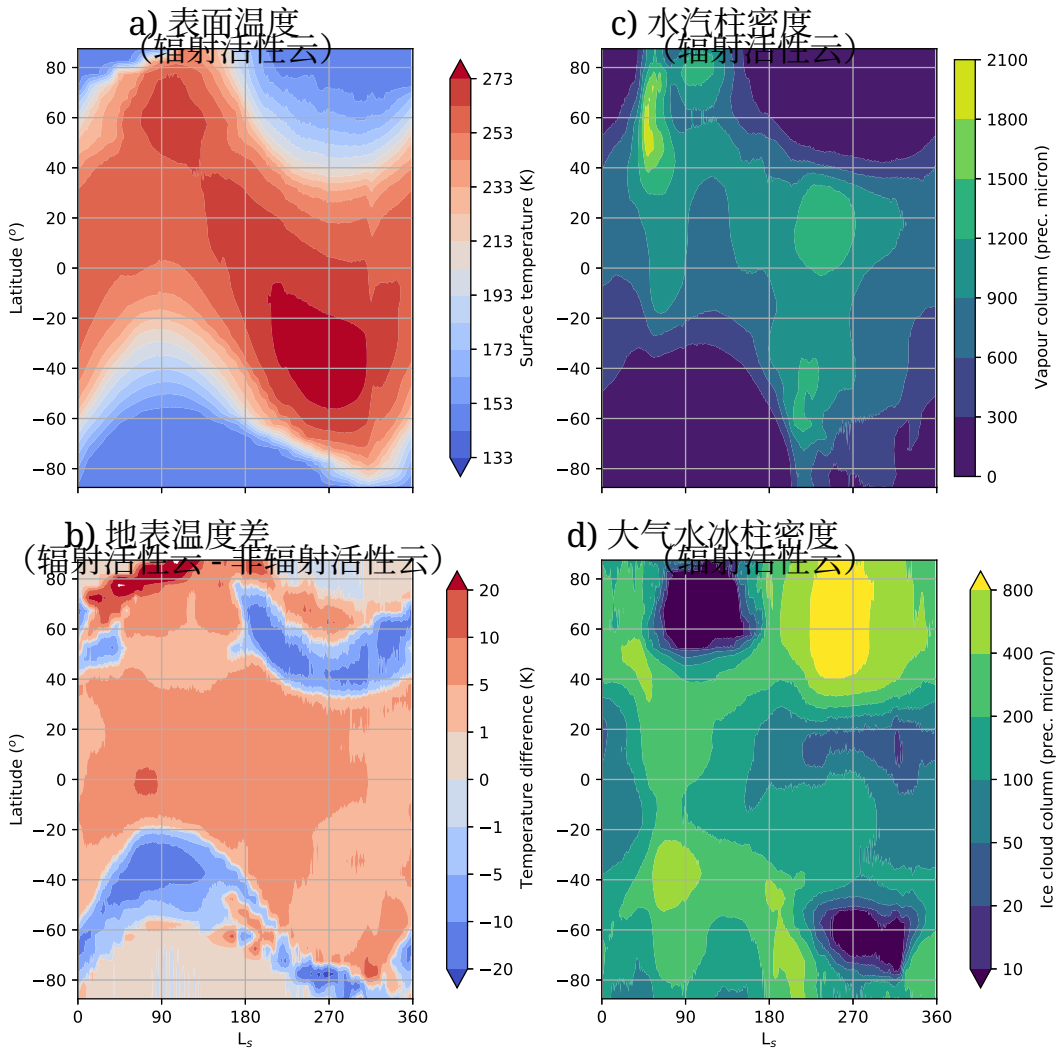

图 4. 释放气溶胶后 10 个火星年内 (a) 表面温度和 (b,d) 大气水循环的季节变化。(c) 比较了模型中辐射云反馈的直接效应与间接效应所导致的日平均温度升高。

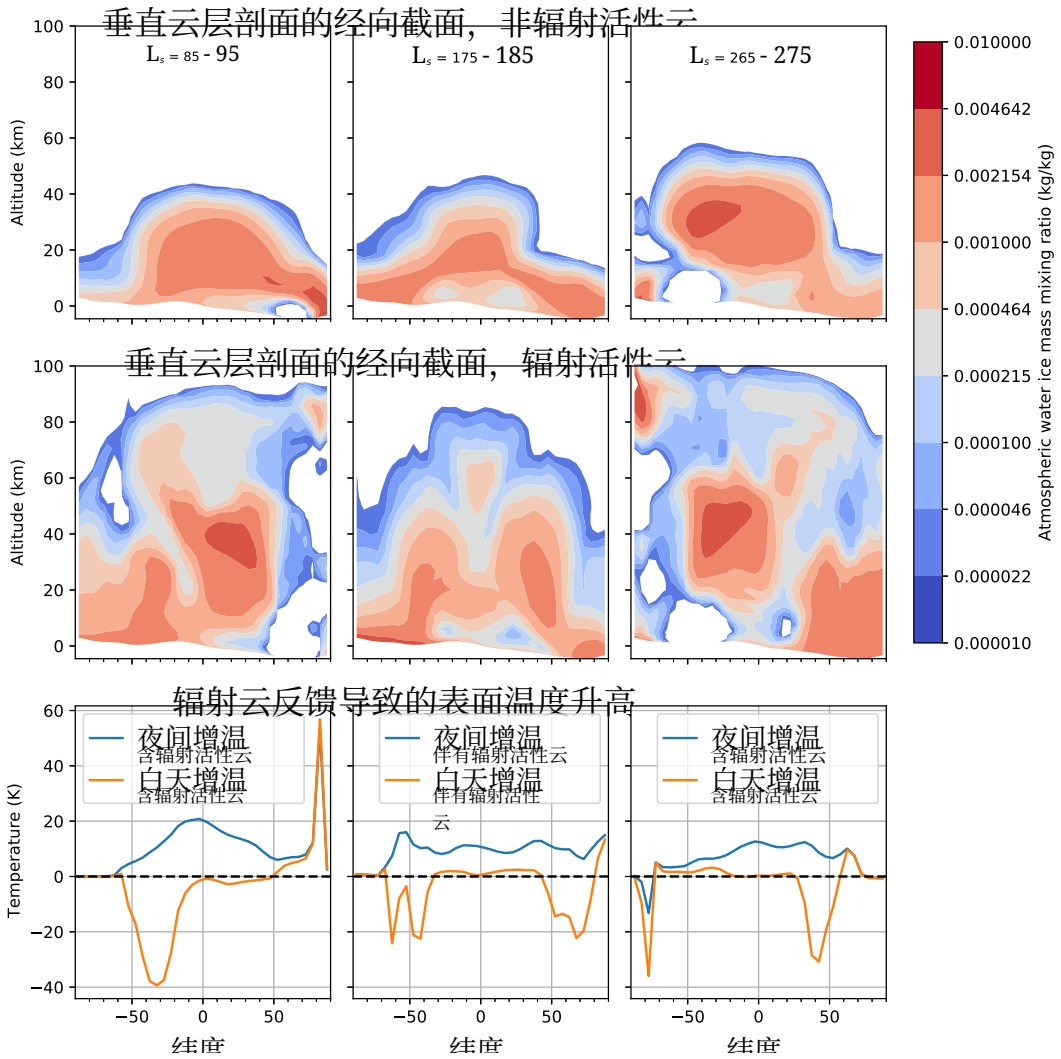

图5. 气溶胶释放开始后10个火星年的纬向平均经向剖面。辐射活性（“ra”）云使中层大气增温，使水蒸气在凝结前能够升至大气更高处。因此，低纬和中纬地区上空的云带在夜间使火星增温，而冬季中纬度地区上空的低空云则造成显著的白天降温。北极CO_2冰盖退缩导致北半球夏季强烈的水冰升华，进而因辐射云反馈而产生强烈增温。

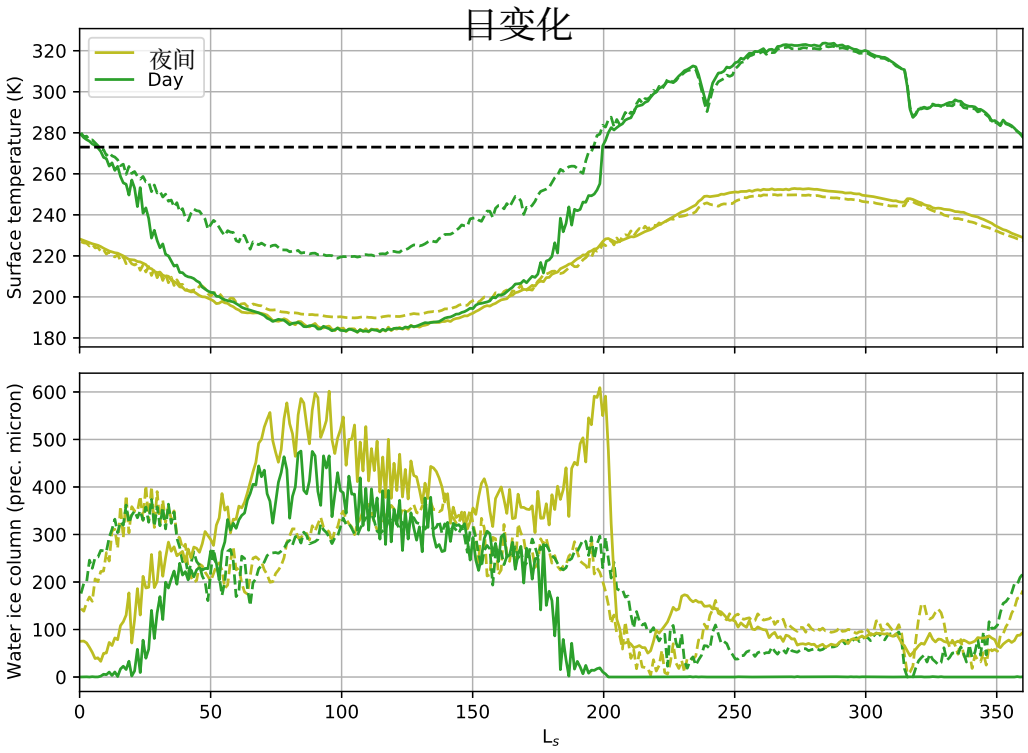

图 6. 希腊盆地（42° S， 70° E）上空的辐射云反馈（实线）会导致冬季白天显著降温，相较之下，不考虑辐射云反馈时则如虚线所示。夏季，由于辐射云反馈，希腊盆地在白天和夜间都会升温几 K。上图对应于气溶胶释放开始后第 5 个火星年的气候。

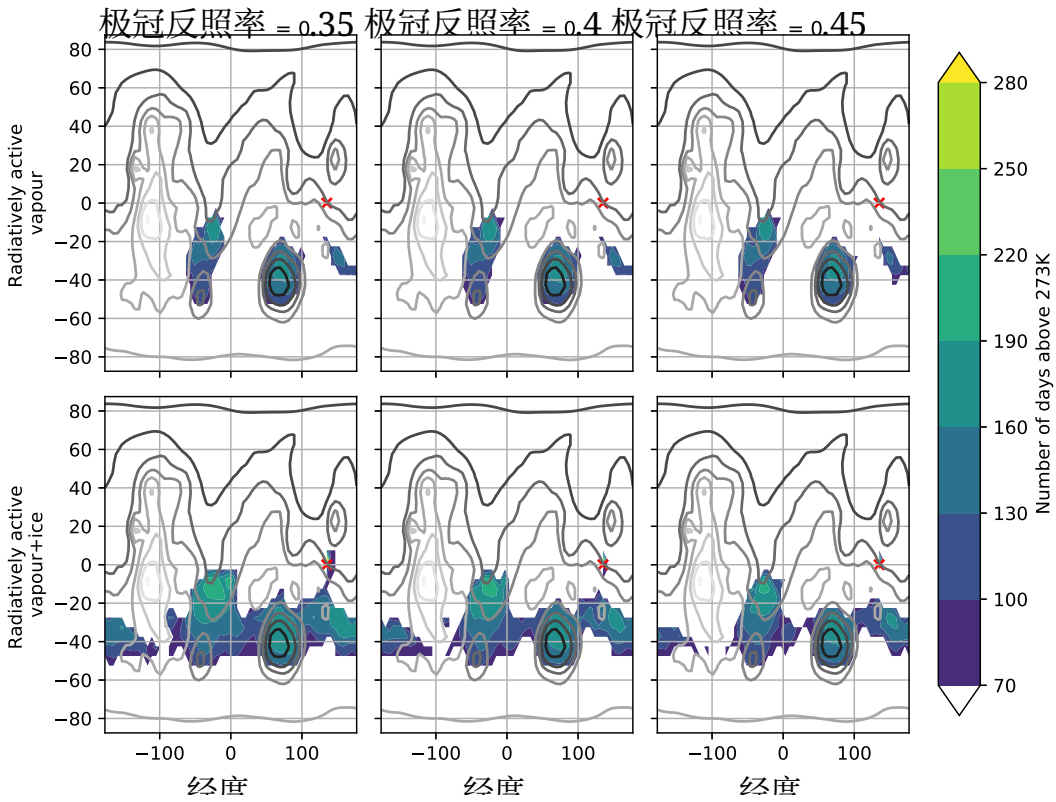

图 7. 随着北极冠反照率降低，由于辐射云反馈增强的作用，一年中有更多时间里，南半球中纬度地区有更多区域的日平均表面温度高于 273 K（底排）。如果不考虑辐射云反馈的作用（顶排），变暖对反照率的敏感性便可忽略不计。红色十字表示气溶胶释放地点。灰色等高线表示地表海拔，每隔 2 千米一条。

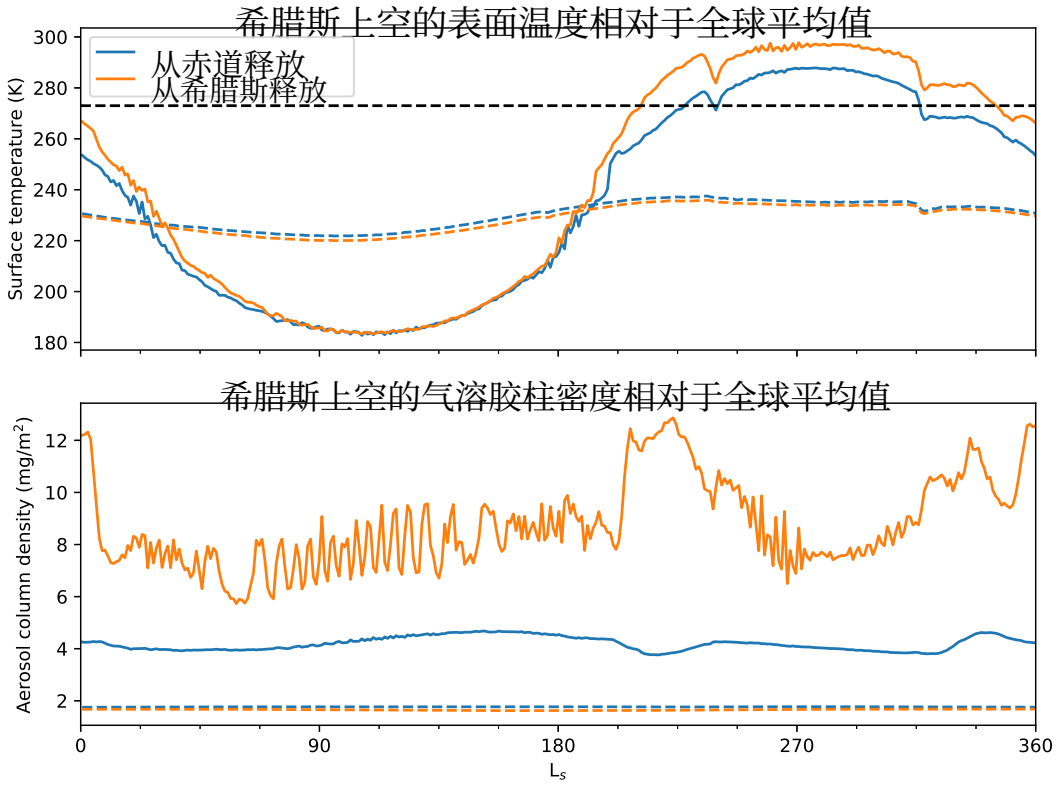

图 8. 在希腊盆地内（实线， 42° S， 70° E），若气溶胶释放地点位于希腊盆地内，而非赤道，可能会出现更暖的夏季，因为气溶胶在局部的浓度更高（底部实线），即使气溶胶释放量保持不变。这会使大气中的全球平均气溶胶柱密度降低 10%（底部虚线），并使全球平均温度略微下降（顶部虚线）。

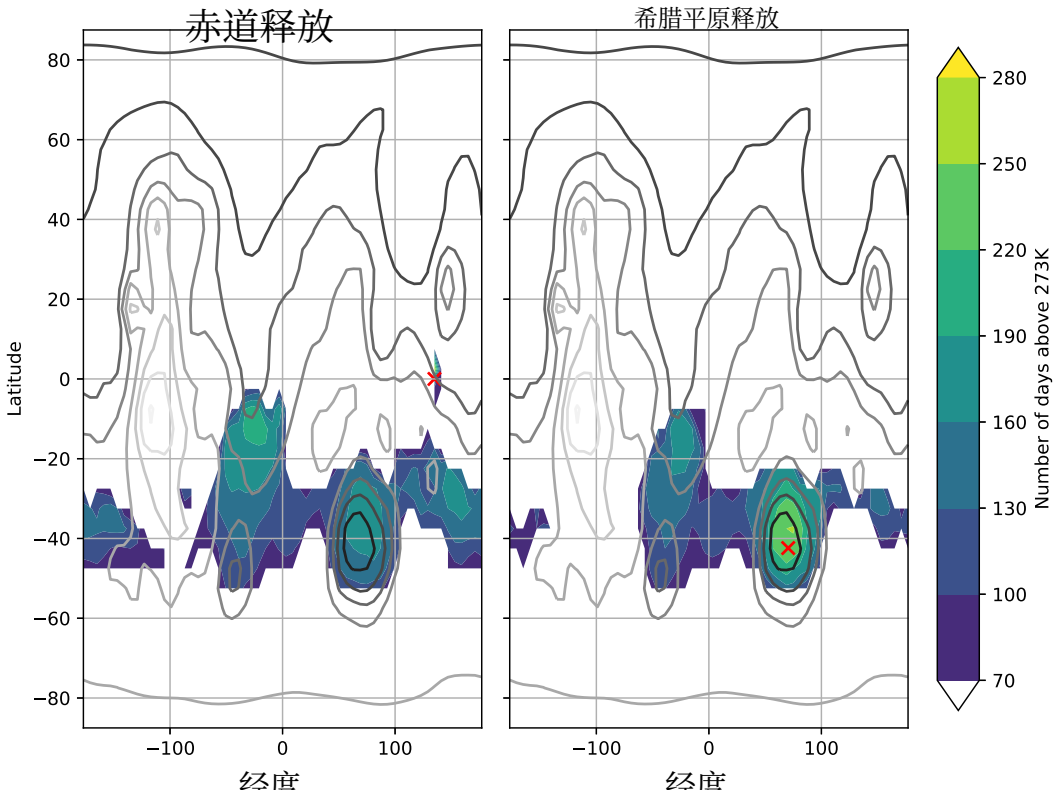

图 9. 将气溶胶释放地点（红色十字）从盖尔陨坑（0° N，135° E）移至希腊盆地中心（42.4 ° S,70.5° E），会延长希腊盆地内平均温度高于 273 K 的暖季，同时缩短其他地区的暖季。灰色等高线表示地表海拔，每隔 2 千米一条。

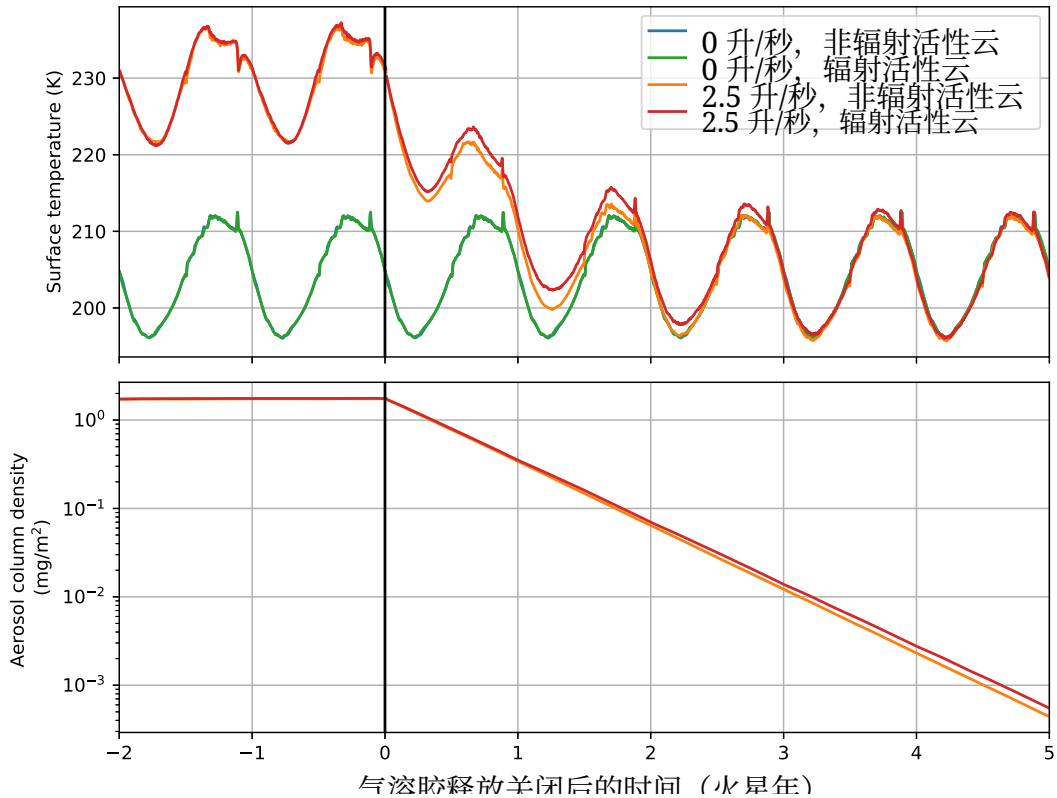

图10. 在开始以 2.5 l/s 的速率释放气溶胶后 5 个火星年停止释放，全球平均地表温度仅需几个火星年便会恢复到地球化改造前的数值（绿线）；这是因为气溶胶以 0.6 个火星年的 e 折减时间尺度从大气中清除。辐射云反馈对气溶胶清除时间尺度影响很小，但会减缓气溶胶增温的逆转。

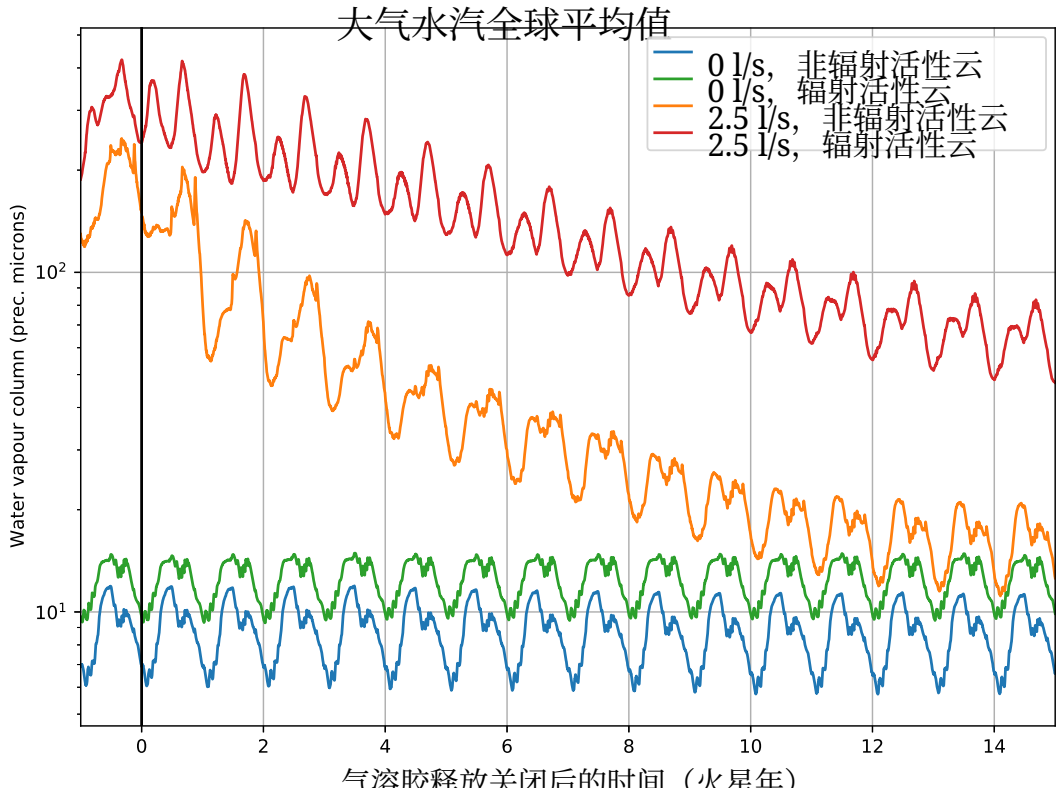

图 11. 气溶胶关闭后，大气中的全球平均水汽含量仅逐渐下降，最终达到由新南极冠形成所决定的新平衡水平。如果考虑辐射云反馈，由于更多水以季节性形式储存在南部中纬度地区的霜中，下降速度会更慢。

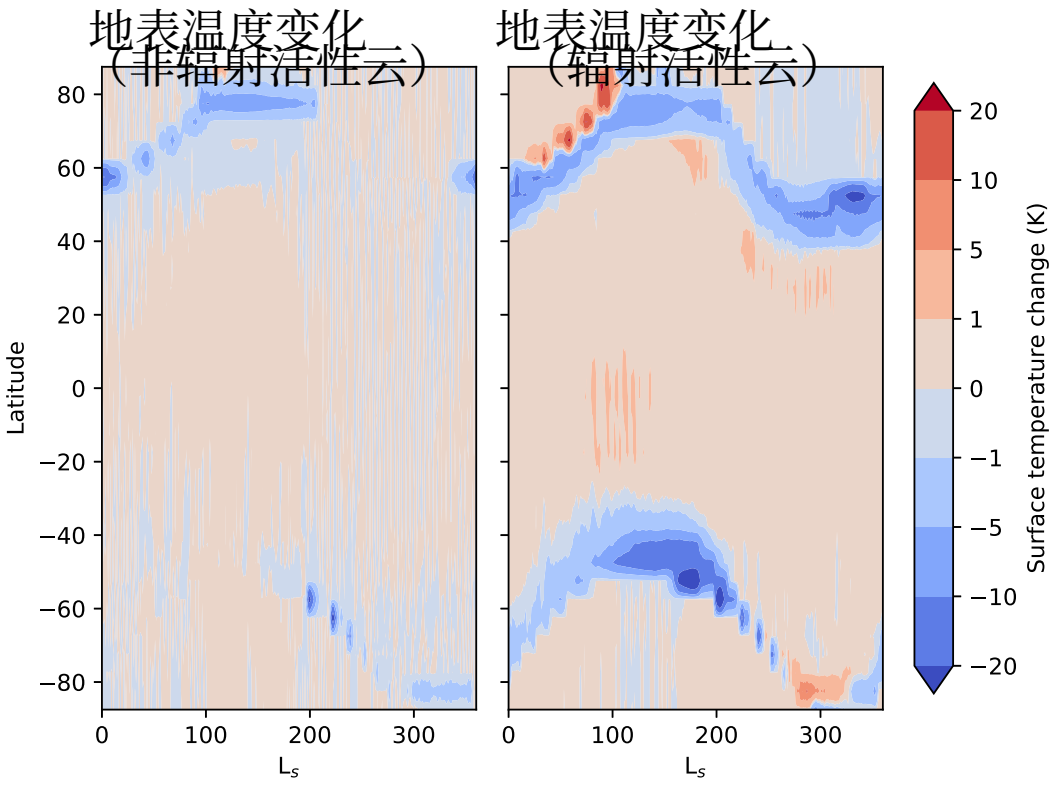

图12. 相对于初始对照情形，气溶胶关闭15个火星年后的地表温度升高。云引起的冬季中纬度地区冷却在气溶胶关闭后持续数十年。

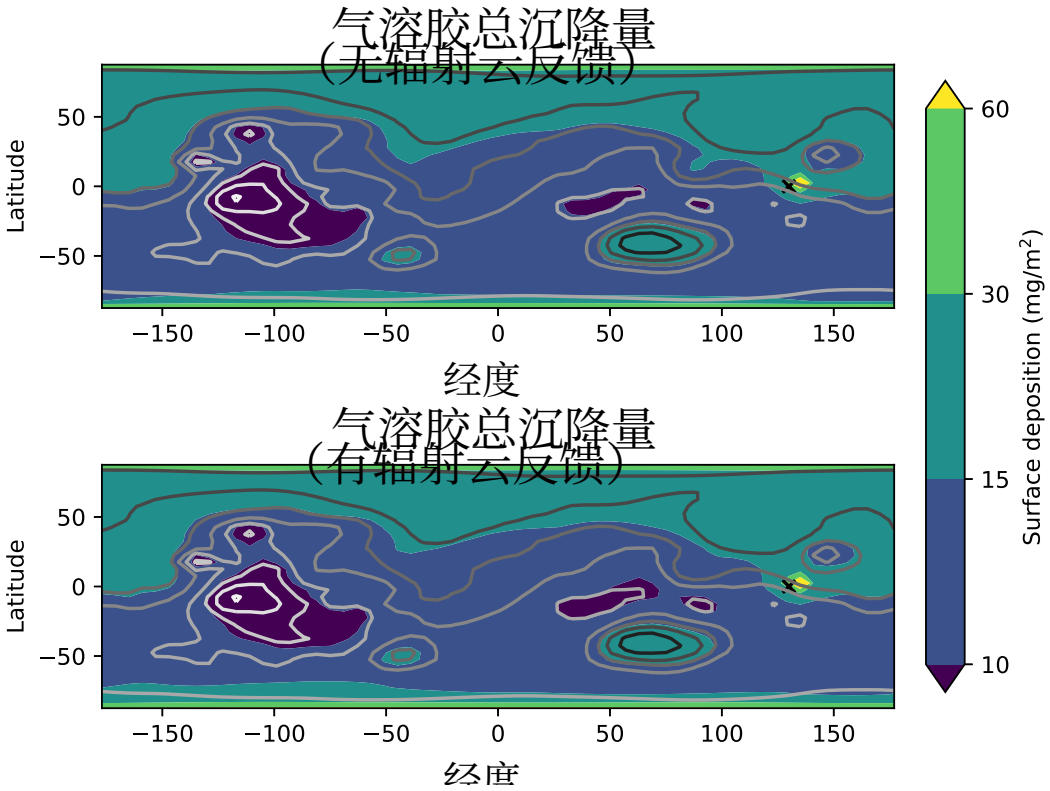

图13. 释放 2.5 l/s 持续5个火星年、关闭15个火星年后，气溶胶在表面的沉积情况。分布相对均匀，在低海拔地区、高纬度地区以及靠近释放地点（黑色十字标记处）的区域沉积量较多。纳入辐射云反馈对沉积情况影响不大。

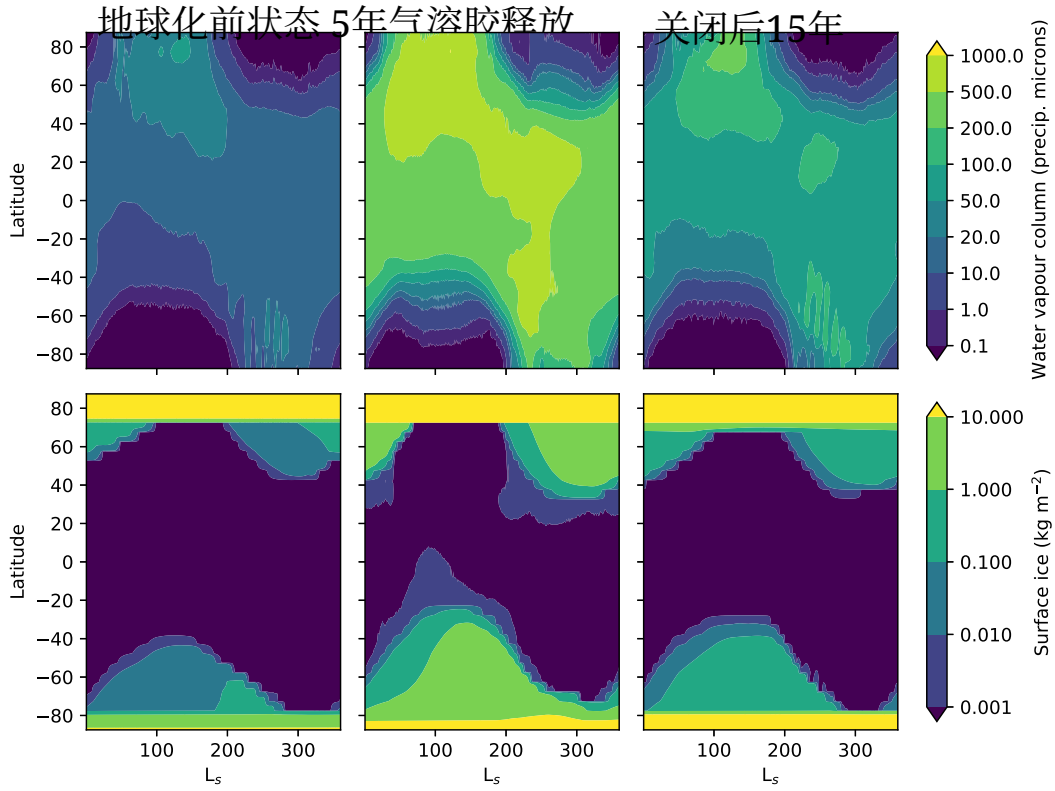

图14. 火星大气增温（中）导致大气水汽增加（上排），并使冬季中纬度地区的霜更厚、纬度分布更广（下排）。即使在气溶胶关闭后15个火星年（右），大气相对于其地球化前状态仍然较为湿润，冬季霜冻仍然更厚，且常年性南极水冰盖依然存在。

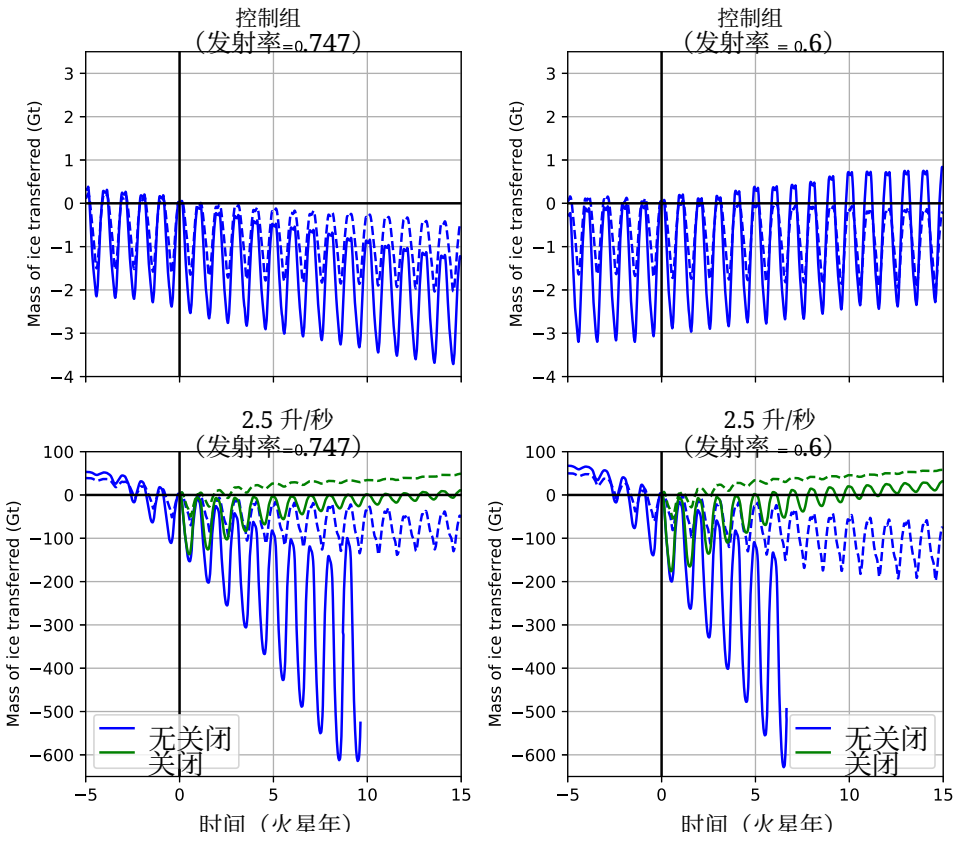

图 15. 辐射（实线）与非辐射（虚线）云反馈情形下，北半球与南半球水储量的差值，以 t=0（气溶胶释放开始后 5 个火星年）时的差值归一化。负值表示水从北半球净转移至南半球。我们的模型显示，对照情形中存在轻微的净偏差：每年有 <0.1 Gt 的水从北半球转移至南半球（这是南极冠上永久沉积所致）；降低南极冠 CO_2 冰的发射率即可消除甚至逆转这一偏差。然而，我们的模型显示，在人工增温期间，无论 CO_2 发射率如何，水都会持续净转移至南半球，而在关闭后这一趋势随即逆转。因此，我们的结果不受这些模型参数的影响。

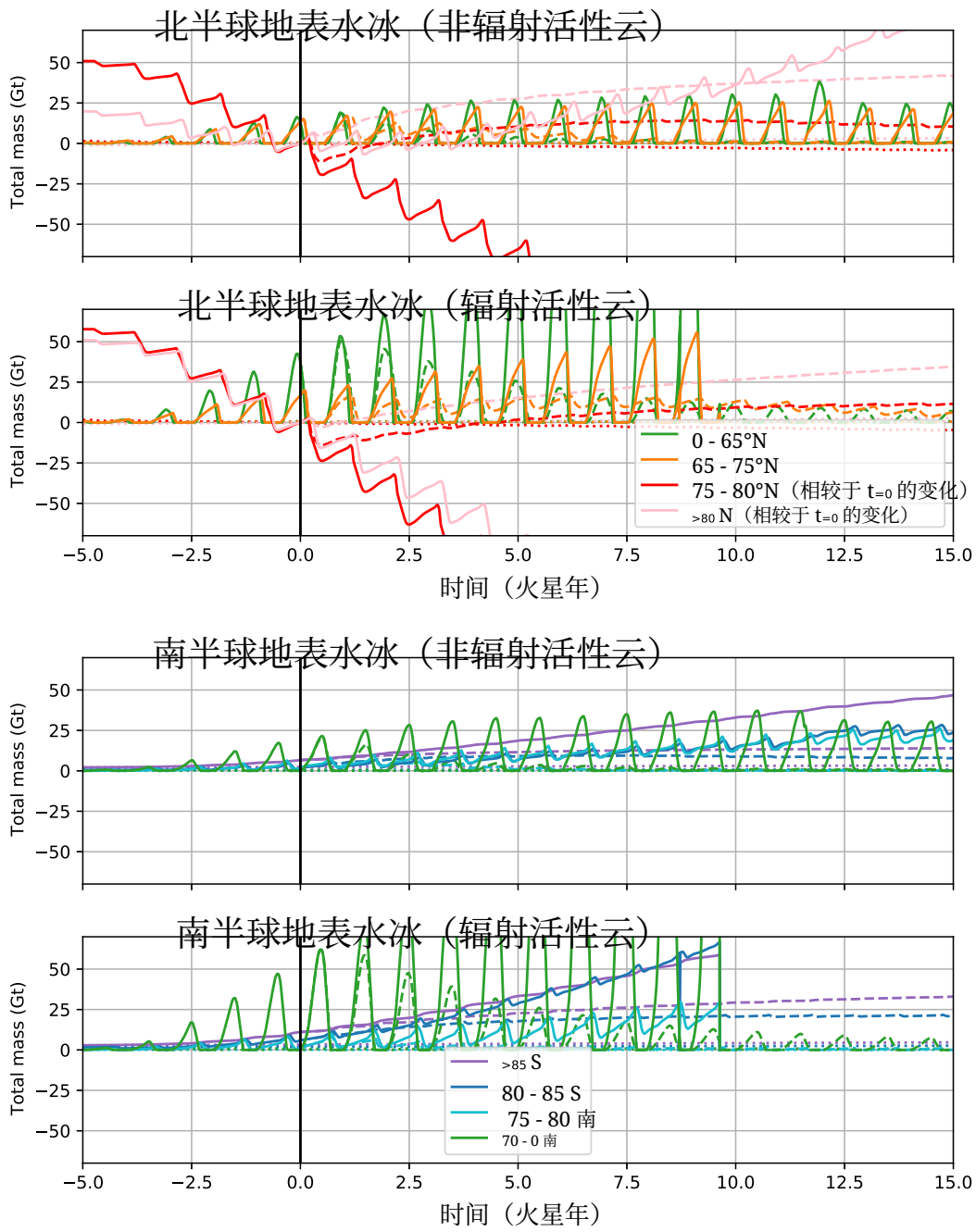

图 16. 在气溶胶负载期间，南极冠和中纬度霜冻不断增加，代价是北极冠边缘的冰升华；如果没有发生关闭（标记为 t=0），这一趋势会持续（实线）。如果发生关闭（虚线），水会从中纬度霜冻升华，并重新分布至北极冠和南极冠。当忽略辐射云反馈时，南极冠边缘的厚度在 9 个火星年后达到峰值，随后缓慢下降。辐射云反馈会增加南极冰积累，在关闭后的 15 个火星年内未观察到下降。为便于比较，点线表示控制组的值。持续释放气溶胶且具有辐射活性的云的模拟在 15 个火星年后变得不稳定，因此未显示 t=9.5 火星年之后的结果。–49–

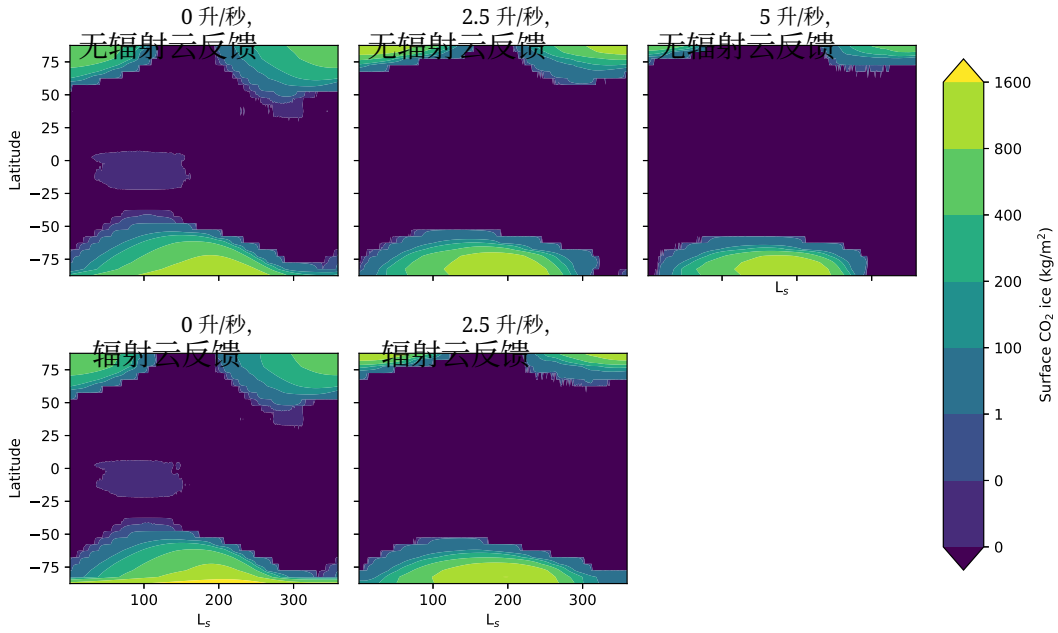

图 17. CO_2 冰的季节性凝结仍在两极持续发生；人工增温导致 CO_2 冰盖的纬向范围退缩，但增加了 CO_2 冰盖的厚度和季节性持续时间。

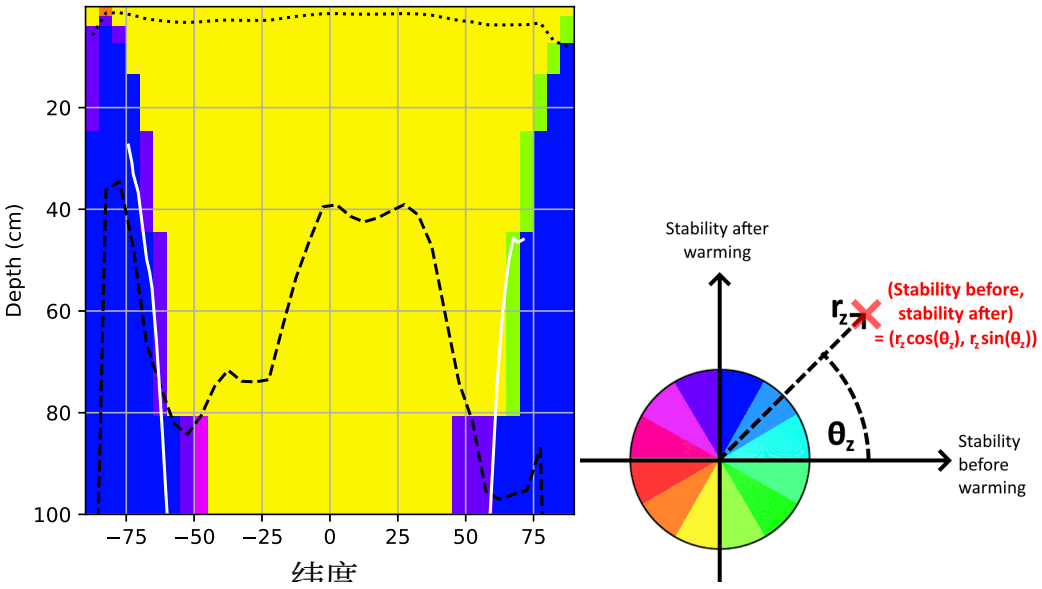

图 18. 浅层地下水冰年际稳定性的纬向平均值随深度的变化，

比较气溶胶释放 10 个火星年与对照情景。黑色点线和虚线分别表示热力强迫的昼夜穿透深度和季节性穿透深度，白线表示在假定土壤孔隙未被填充的情况下预测的中纬度冰沉积范围（Schörghofer & Aharonson，2005）。颜色对应 θ_z 的数值（图例见右侧）。北部中纬度沉积层中的冰变得不稳定（绿色）；南部中纬度沉积层中的冰以及北部中纬度沉积层中受季节性强迫影响较小深度处的冰则会累积（紫色和粉色）。本模型未考虑孔隙冰填充；实际上，中纬度地区的冰层界面可能比模型预测的更浅。

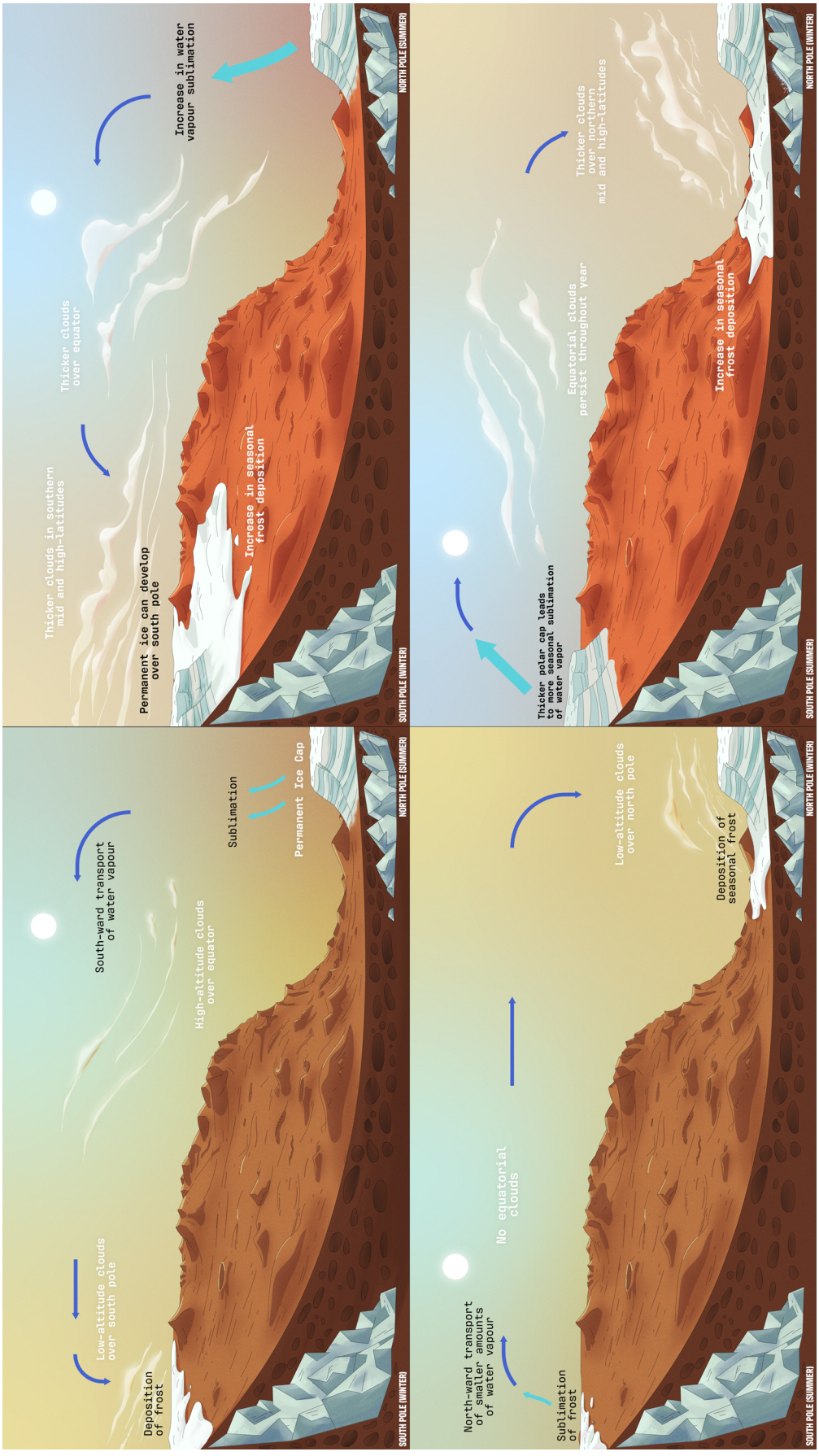

Figure 19. We summarise differences in the Martian water cycle between the existing modern Mars case (left) and the artificially warmed case (right), notably a) the increase in cloud cover and b) the increased participation of the South Pole in the water cycle. *Figure by Vlad Sociaru*