



论文

青藏高原地表变暗对区域冻土与生态系统的影响

汤舒畅¹, 汪涛^{2*}, 刘丹², 姚檀栋², 朴世龙^{1*}

1. 北京大学城市与环境学院, 中法地球系统模拟联合研究中心, 北京 100101;

2. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境国家重点实验室, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: twang@itpcas.ac.cn(汪涛), slpiao@pku.edu.cn(朴世龙)

收稿日期: 2023-12-07; 收修改稿日期: 2024-05-06; 接受日期: 2024-06-17; 网络版发表日期: 2024-09-02

第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0208)、国家自然科学基金项目(41988101、42425106)和科学探索奖项目资助

摘要 作为地球“第三极”, 青藏高原的地表过程变化深刻影响着区域乃至全球气候. 在青藏高原变暖变湿的背景下, 冰川积雪加速融化、植被持续变绿, 高原地表总体呈现变暗特征, 即地表反照率持续下降. 过去的研究主要集中在评估高原地表变暗对区域、周边地区乃至全球的气候效应, 而高原地表变暗如何影响局地冻土与生态系统仍不清楚. 为此, 本文利用陆地过程模型ORCHIDEE-MICT开展模拟实验, 定量评估了高原地表变暗对区域冻土与生态系统的影响. 结果表明, 高原地表变暗导致的气候变化会导致高原冻土面积减少 $(1.1 \pm 0.019) \times 10^4 \text{ km}^2$, 多年冻土活动层的平均厚度增加约 $(0.06 \pm 0.0004) \text{ m}$, 季节冻土最大冻结深度平均减少约 $(0.06 \pm 0.0016) \text{ m}$. 相比之下, 高原地表变暗会增加叶面积指数, 提高总初级生产力, 最终导致高原陆地碳储量增加 $(0.81 \pm 0.001) \text{ PgC}$. 研究结果强调了高原地表变暗对冻土与生态系统的跨圈层影响, 有助于深入理解高原持续变暖变湿下冻土退化风险, 并为建设国家生态安全屏障提供重要科学依据.

关键词 青藏高原, 反照率, 地表变暗, 冻土, 生态系统

1 引言

作为地球上海拔最高、地形最复杂的高原, 青藏高原的隆升从根本上改变了欧亚大陆的气候(Molnar等, 2010; Yang等, 2020), 促成了区域整体寒冷干燥的气候特征(Chen等, 2015; Lalande等, 2021), 有利于冰川、积雪等冰冻圈要素的高度发育(Azam等, 2021; Yao等, 2022), 致使高原具有相对较高的地表反照率(Muller等, 2012; Lu等, 2021). 与此同时, 凭借其直插对流层中层的高大地形, 青藏高原机械阻挡西风急流,

使之划分为南北两支(Bolin, 1950; Yeh, 1950; Liu等, 2020; Sun和Liu, 2021), 并通过陆-气耦合过程, 依靠地表的热力强迫作用直接调节对流层中高层的大气热力状况, 从而深刻影响高原周边、欧亚大陆乃至全球的大气环流与天气系统(叶笃正等, 1957; Wang等, 2008; 吴国雄等, 2018; Liu等, 2020; Huang等, 2023; Liu等, 2024).

与百万年尺度的青藏高原隆升过程相比, 年代际至百年尺度的现代高原地表过程变化同样会对区域环境和气候产生深刻影响(Zuo等, 2011; Khanal等, 2021).

中文引用格式: 汤舒畅, 汪涛, 刘丹, 姚檀栋, 朴世龙. 2024. 青藏高原地表变暗对区域冻土与生态系统的影响. 中国科学: 地球科学, 54(10): 3265–3277, doi: 10.1360/SSTe-2023-0307

英文引用格式: Tang S, Wang T, Liu D, Yao T, Piao S. 2024. Impacts of land surface darkening on frozen ground and ecosystems over the Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 67(10): 3213–3225, <https://doi.org/10.1007/s11430-023-1363-3>

近几十年来, 青藏高原地表过程变化的重要特征之一便是地表反照率持续下降, 即地表变暗。具体而言, 在青藏高原持续升温的背景下, 各类具有较强反射能力的冰冻圈要素呈现显著退化趋势(Brun等, 2017; Yao等, 2019; Kraaijenbrink等, 2021; Nie等, 2021), 而高原植被生长呈现显著增强趋势(Piao等, 2019, 2020)。冰冻圈与植被的变化致使高原地表在近几十年间持续变暗, 且这一变暗趋势预计在21世纪将一直持续(Tian等, 2014; Lin等, 2020)。作为调节青藏高原地表能量平衡与热力强迫作用的重要因子, 高原反照率变化将深刻影响区域、周边地区乃至全球的气候系统。例如, Tang等(2023)发现在高排放情景下青藏高原地表变暗通过调节能量平衡的方式造成区域增温约0.24K。而这一地表变暗导致的增温效应会加剧区域冰川融化, 使其体积在百年尺度上损失6.9%, 在平衡态时则损失25.2%, 而这一变化在高原中西部尤为显著。此外, 地表变暗会增强高原的“感热气泵”, 改变欧亚大陆东部的大气环流, 增强南亚夏季降水, 加剧东亚夏季降水“南涝北旱”的格局。高原地表变暗甚至会影响北半球中高纬度的气候, 促成北极变暖与欧亚大陆高纬度地区变冷的偶极格局(Tang等, 2024)。然而, 上述研究仅局限在气候与冰川领域, 高原地表变暗对诸如冻土和生态系统等重要领域的影响目前却少有研究。青藏高原约95.2%的区域分布有多年冻土或季节冻土(Cheng等, 2019), 不仅储存大量的淡水资源(Immerzeel等, 2010; 姚檀栋等, 2019), 还封存着丰富的土壤有机碳(Mu等, 2020; Wang等, 2020; Natali等, 2021)。此外, 高原丰富多样、独具特色的生态系统为中国乃至其他亚洲国家提供了重要的生态安全屏障(Piao等, 2019; 傅伯杰等, 2021)。高原地表变暗一方面可以通过增温效应加剧区域冻土退化(Cheng等, 2019; Wang等, 2020), 但与此同时也可以缩小高原气温与植被生长最适温度的差值, 从而有利于高原植被的生长与绿化(Huang等, 2019; Piao等, 2019); 另一方面, 地表变暗对降水格局的调控也将深刻改变区域冻土及植被的分布状况(Li等, 2018; Tang等, 2023)。总体而言, 高原地表变暗对区域冻土与生态系统的影响目前仍存有较大的不确定性, 有待评估与量化。定量评估青藏高原地表变暗下区域冻土与生态系统的反馈与变化, 将有助于深入理解全球气候变化下高原地表过程变化的影响与后果, 并为评估高原冻土退化风险、制定“亚洲水塔”水资源保

护政策、建设国家生态安全屏障提供重要的科学依据。

2 资料与方法

2.1 模型介绍

本文使用ORCHIDEE-MICT(ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms-a Meliorated Interactions between Carbon and Temperature)陆表过程模型开展模拟研究。该模型由法国皮埃尔·西蒙·拉普拉斯研究所研发, 是在陆地生物圈模型ORCHIDEE(Dufresne等, 2013)的基础上针对寒区生态系统碳循环过程研发的分支版本(Guimberteau等, 2018)。作为一个基于过程的全球植被动态模型, ORCHIDEE-MICT除了具备模拟地表的能量平衡、水分平衡、生态系统碳循环和植被动态的能力以外(Krinner等, 2005), 还针对寒区地表过程发展细化了土壤水力、热力性质与土壤碳的垂直参数化方案, 并完善了土壤冻融过程、冻融扰动和火灾干扰等模块(Guimberteau等, 2018), 在模拟寒区生态系统冻土碳循环方面具备优势(如Burke等, 2017; Zhu等, 2019)。

具体而言, 在ORCHIDEE的基础上, ORCHIDEE-MICT首先细化了土壤碳的垂直参数化方案: 将土壤层数拓展为32层, 加深模型最大模拟深度至38m, 并在原本的土壤碳方程中新增了扩散项, 以表示土壤碳在冻融循环中的低温垂直混合(Koven等, 2009)。由于冻土中富含的土壤有机碳(soil organic carbon, SOC)对土壤热力与水力性质有着深刻影响(Lawrence和Slater, 2008; Decharme等, 2016), ORCHIDEE-MICT因此修改了土壤性质的参数化方案, 使得模型中的干土壤导热系数、干土壤比热容与饱和时的土壤体积含水量(孔隙率)为其在矿物土壤与SOC中结果的加权平均值, 权重分别为矿物土壤与SOC中的碳储量占土壤碳总量的比例。上述修改使得ORCHIDEE-MICT中的土壤导热、植物有效持水量等生物物理参数可以被SOC影响, 在冻土区的模拟结果与观测更为接近(Hudson, 1994)。此外, ORCHIDEE-MICT也增设了水分限制胁迫因子, 并将其应用在气孔导度、RuBisCO酶最大羧化速率(Vcmax)以及最大电子传输速率(Jmax)上, 以量化干旱对植被光合作用的限制(Zhou等, 2014)。这一水分胁迫因子受到各层土壤含水量的影响, 并可以基于冻土区

土壤性质进行调整(Guimberteau等, 2018). ORCHIDEE-MICT也耦合了SPITFIRE(Spread and InTensity of FIRE)火灾预测模块, 并基于GFED4s数据库进行了分区校准, 使得模型能够对火灾过火面积等进行模拟(Yue等, 2014). 关于ORCHIDEE-MICT模型的详细介绍可参见Guimberteau等(2018).

2.2 实验设计

本文设立了4组平衡态实验来研究青藏高原地表变暗对高原冻土和生态系统的影响(表1). 上述4组实验均设定大气CO₂浓度为390ppm(1ppm=1μL L⁻¹), 并采用完全一致的土地覆盖与氮沉降数据, 仅输入的气候强迫有所不同.

CTL实验的气候强迫数据来源于中国气象强迫数据集(The China Meteorological Forcing Dataset, CMFD)(He等, 2020), 时间范围覆盖2003~2018年, 空间分辨率为0.1°, 时间分辨率为24h. 模型所需的气候强迫数据包含地表长波入射辐射、地表短波入射辐射、近地表日最高温、近地表日最低温、降水、近地表气压、近地表比湿与近地表风速等变量. 由于CMFD数据集缺乏近地表日最高与最低温, 本文利用Tang等(2023)研究中控制组(青藏高原背景气候的模拟实验)输出的气候数据, 将近地表日最高温(或最低温)与近地表日平均气温的差值叠加上CMFD数据集的近地表日平均温度, 以得到本文模型所需的气候强迫中的近地表日最高与最低温.

SCE1实验的气候强迫在CTL的基础上叠加了高原地表变暗引起的气候变化(图1、网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>). 高原地表变暗引起的气候变化数据来源于Tang等(2023)研究中的实验组与控制组输出的气候数据的差异(差值或比值). 其中, 控制组与实验组分别是青藏高原背景气候与高原地表变暗情景的模拟实验, 两个实验拥有完全一致的边界条件, 仅

输入的反照率数据在青藏高原上有所差别(分别为现值和未来预估值), 因而两个实验输出的气候数据差异可以被视为高原地表变暗引起的气候变化(详见Tang等, 2023, 2024). 针对状态变量, 包括近地表日最高与最低温, 本文采用差值法, 将CTL的气候强迫与Tang等(2023)模拟的实验组与控制组之差叠加, 从而得到SCE1的气候强迫. 针对通量变量, 本文采用比值法, 即将CTL的气候强迫乘以Tang等(2023)模拟的实验组与控制组结果的比值, 从而得到SCE1的气候强迫(表2). 值得注意的是, Tang等(2023)所模拟的气候数据在青藏高原的空间分辨率约为0.5°. 因此, 上述数据在进行叠加处理前, 首先基于最邻近插值法进行了空间插值处理, 以保证其空间分辨率与本文所采用的气候强迫一致.

为进一步探讨青藏高原地表变暗对高原冻土和生态系统的影响途径, 本文增设了情景实验SCE2. 不同于SCE1实验, 该情景实验仅考虑地表变暗引起的温度和降水变化, 其他气候变量与CTL气候强迫中的变量保持一致.

本文额外设立了敏感性实验SEN来验证本文结论的鲁棒性. 与SCE1一致, SEN实验的气候强迫同样在CTL的基础上以差值或比值法(表2)叠加了高原地表变暗引起的气候变化. 但相较于SCE1, SEN实验的气候强迫数据来源于更大幅度的高原地表变暗情景, 因而其引发的气候变化程度也相应更大.

2.3 研究方法

为获得植被碳库、土壤碳库等状态变量的初始值, 陆表过程模型在运行中需首先起转(spin-up)以积累碳库, 直至生态系统碳输入与输出持平, 各碳库大小保持稳定, 生态系统碳循环达到平衡. 起转过程通常以百年计, 但由于冻土有机碳累积速率十分缓慢, 因而冻土区有机碳库需千年乃至万年时间才能达到平

表 1 本文实验方案设计

实验名称	实验设计
控制实验(Control, CTL)	以2003~2018年的平均气候作为气候强迫
情景实验1(Scenario1, SCE1)	在CTL气候强迫上叠加高原地表变暗引起的气候变化
情景实验2(Scenario2, SCE2)	在CTL气候强迫上叠加高原地表变暗引起的温度与降水变化
敏感性实验(Sensitivity, SEN)	在CTL气候强迫上叠加更大幅度高原地表变暗引起的气候变化

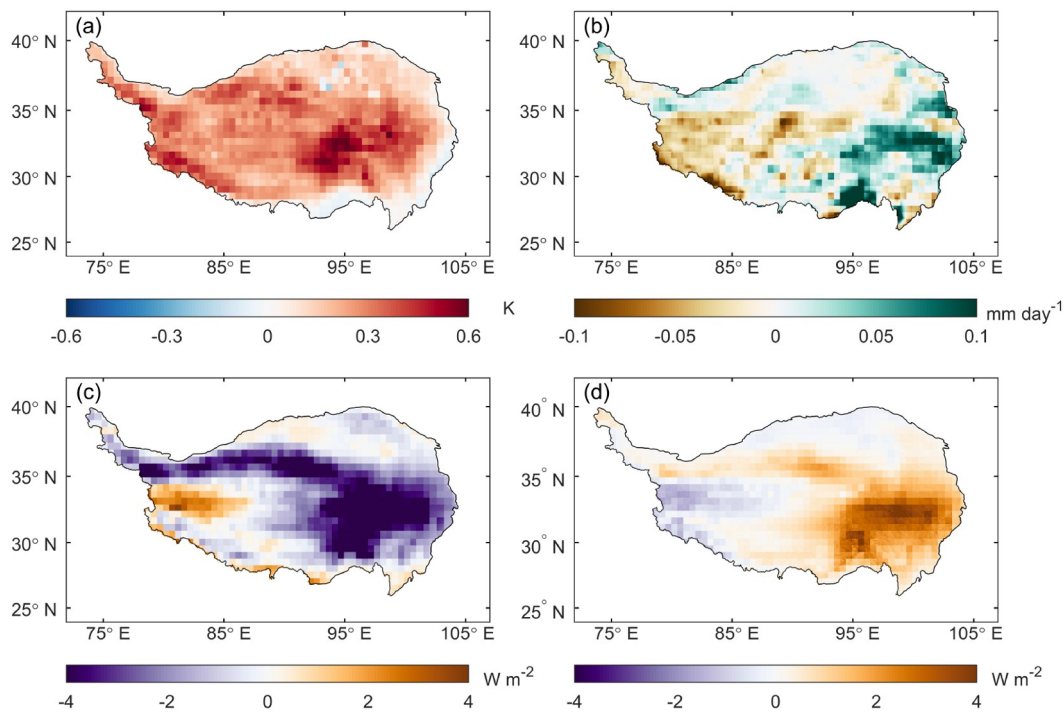


图1 青藏高原地表变暗对区域气候的影响

该图的气候变量包括: (a)近地表气温、(b)降水、(c)地表短波入射辐射以及(d)地表长波入射辐射. 数据来源于Tang等(2023)的模拟结果. 青藏高原的边界数据来源于张镔铨(2019)

表2 气候强迫数据的处理方法

变量名称	处理方法
地表长波入射辐射(W m^{-2})	比值
降水(mm d^{-1})	比值
近地表气压(Pa)	比值
近地表比湿(kg kg^{-1})	比值
地表短波入射辐射(W m^{-2})	比值
近地表最高温(K)	差值
近地表最低温(K)	差值
近地表风速(m s^{-1})	比值

衡. 为缩短模型运行时间, 本文使用加速起转技术对土壤碳循环模块进行4万年的加速起转. 在此基础之上, 4组实验各自进行200年的起转模拟, 直至模型达到平衡状态. 本文通过分析4组实验在平衡态下(最后100年的模拟结果)冻土和生态系统碳储量等指标的差异, 探讨青藏高原地表变暗对高原冻土和生态系统碳循环的影响. 需要强调的是, 这一影响指代的是在高原地表变暗持续作用下, 区域冻土与生态系统碳循环重新达到稳

态平衡时各类指标的变化, 与地表变暗程度时刻改变的现实情况下的区域冻土与生态系统碳循环的变化情况有所不同, 因而不能简单的对两者进行直接比较. 而4组实验最后100年冻土与生态系统碳循环模拟结果差异的标准差, 则视为本文结果的不确定性. 青藏高原的边界采用张镔铨(2019)提供的高原边界数据集. 本文采用非参数的Wilcoxon符号秩检验判断高原地表变暗对冻土与生态系统碳循环的影响是否显著, 判定显著的标准采用 $p<0.05$.

分析陆表过程模型的模拟结果时, 通常采用两种不同的方式定义多年冻土范围(Guimberteau等, 2018): 其一是将多年冻土定义为活动层(active layer thickness, ALT)小于3m的区域, 从而得到“近地表多年冻土”的范围(Koven等, 2013), 另一种方法是定义多年冻土为任意一层土壤的温度至少连续两年保持在零度及以下的区域(Burke等, 2017). 两种方法得到的多年冻土范围存有明显的区别. Guimberteau等(2018)利用ORCHIDEE-MICT模型结果分析了两种定义下北半球中高纬度多年冻土范围, 并与国际冻土协会(Interna-

tional Permafrost Association, IPA)提供的多年冻土分布图(Brown等, 2002)进行比较. 结果显示, 依照后一种定义得到的多年冻土范围与IPA的结果更为接近. 因此, 本文采用第二种定义, 即将多年冻土定义为任意一层土壤的温度至少连续两年保持在零度及以下的区域, 并将多年冻土区上方仅在部分时段保持冻结的土壤定义为活动层. 需要说明的是, 青藏高原实测的多年冻土最大厚度已达百米以上(Cheng等, 2019), 高于 ORCHIDEE-MICT 模型对冻土深度的模拟上限(约 35m). 本文假设超出模拟范围(即厚度超出 35m)的高原深层多年冻土受气候及地表过程变化的影响相对较小, 因而 ORCHIDEE-MICT 的模拟结果能在一定程度上反映青藏高原多年冻土厚度的变化情况. 若区域内不存在多年冻土, 且区域土壤温度仅在一年中的部分时段内小于或等于零度, 则认定该区域存在季节冻土.

本文设定了高原植被叶面积指数(leaf area index, LAI)变化的临界阈值(Zeng等, 2020; Shen等, 2022)以提取青藏高原植被的物候信息. 具体而言, 对高原整体或任意一格网点, 临界阈值设定为(Murray-Tortarolo 等, 2013):

$$CT = LAI_{min} + 0.2 \times (LAI_{max} - LAI_{min}), \quad (1)$$

其中, LAI_{min} 与 LAI_{max} 分别表示 LAI 时间序列的最小与最大值. 当高原植被 LAI 在春夏季首次高于该临界阈值时, 认为高原植被开始具有光合作用活性, 当天即为生长季开始日期(start of the growing season, SOS). 反之, 当高原植被 LAI 在秋冬季首次低于该临界阈值时, 当天被视为生长季结束日期(end of the growing season, EOS). 除了上述物候指标外, 本文也分析了高原植被生长峰期(peak day), 生长速度最快(fastest growing day)与凋落速度最快(fastest reduction day)的日期, 具体内容及计算方式见表 3.

为探讨地表变暗对高原陆地碳储量(terrestrial car-

bon stock)的影响, 本文将 ORCHIDEE-MICT 输出的植被碳库、凋落物碳库及由土地利用变化导致的碳库变化量之和定义为陆地碳储量.

本文将 CTL 实验模拟的地温、土壤温度、冻土分布、叶面积指数、年总初级生产力, 以及陆地碳储量与前人的结果进行比较, 以验证 ORCHIDEE-MICT 模拟结果的准确性. 具体比较结果参见第 3 节. 此外, 除了在 3.2 及 3.3 小节里以标准差的形式估算冻土及生态系统碳循环模拟结果的不确定性外, 本文也在第 4 节中对本文选用模型和方法的不确定性及其来源进行了详细分析与说明.

3 结果

3.1 青藏高原地表变暗对局地气候的影响

在第 5 次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)的高排放路径情景下(RCP8.5), 高原地表反照率在 21 世纪末(2080~2100 年)将较 21 世纪初(2003~2018 年)下降 10.5% (Tang 等, 2023). 这将深刻改变区域地表能量平衡, 增加地表净辐射, 并提高感热通量的分配比例, 造成区域增温约 0.24K (Tang 等, 2023). 高原地表变暗引起的增温效应主要位于唐古拉山脉及其周边区域, 以及高原西侧的喀喇昆仑山脉和喜马拉雅山脉西部的部分区域(图 1a). 就季节而言, 增温效应以冬季为主(0.45K), 春季(0.22K)次之, 而夏季(0.15K)和秋季(0.13K)增温幅度则相对较小. 高原地表变暗引起的增温效应约占相同情景下未来温度变化(4.7K)的 5.1%, 表明地表变暗是放大高原温度变化的重要因素之一. 地表变暗对高原近地表日最高与最低温也有着重要的影响, 其空间分布与近地表气温类似, 仅在影响幅度上有所差别(附图 S1a 与 S1b).

表 3 本文采用的物候指标名称及计算方式

物候指标名称	计算方式
生长季开始日期(start of the growing season)	植被 LAI 在春夏首次高于临界阈值的日期
生长速度最快的日期(fastest growing day)	植被 LAI 在春夏随时间变化增加最快的日期
生长峰期(peak day)	植被 LAI 最高的日期
凋落速度最快的日期(fastest reduction day)	植被 LAI 在秋冬随时间变化减少最快的日期
生长季结束日期(end of the growing season)	植被 LAI 在秋冬首次低于临界阈值的日期

高原地表变暗也会影响区域降水(图1b), 致使降水呈现东部增加、西部略微减少的偶极变化格局。这一降水变化格局与区域云量变化(附图S1c)的空间分布相对应, 而后者也可以较好的解释高原地表变暗下地表短波与长波入射辐射变化的空间分布(图1c与1d)。除了温度与降水以外, 高原地表变暗对区域近地表气压、比湿与风速也有一定程度的影响, 但影响幅度相对较小(附图S1d~S1f)。

3.2 高原地表变暗对冻土的影响

ORCHIDEE-MICT控制实验的模拟结果显示, 青藏高原的地温整体上呈现东南高, 西北低的空间分布格局(附图S2)。具体而言, 位于藏南的低海拔地区的地温最高, 年平均值超过了290K, 海拔相对较低的藏北柴达木盆地也有着相对较高的地温。与之相对应的是, 藏西北山区的地温普遍较低, 部分地区的年平均值甚至低于270K(附图S2a)。不同深度的年平均土壤温度差别相对较小(附图S2c)。相较于王爱慧和王丹(2023)的观测结果, 模型模拟的地表及土壤温度在空间分布上基本一致, 仅略微低估了藏西北部分地区的结果(附图S2b与S2d)。

模型模拟的多年冻土和季节冻土的总面积高达 $(2.6 \pm 0.0002) \times 10^6 \text{ km}^2$, 仅在藏南及横断山脉山谷等少数地区存在非冻土区域(附图S3a)。其中, 多年冻土主要集中在高原西北部的喀喇昆仑山脉和昆仑山脉以及北部祁连山脉的部分地区, 占高原总面积的 $(33.6\% \pm 0.005\%)$, 冻土厚度普遍较厚, 其上存有活动层(附图S3b与S3c)。季节冻土主要集中在青藏高原中部与东部地区, 占高原总面积的 $(60.9\% \pm 0.06\%)$, 普遍较薄, 其平均最大冻结深度(maximum freezing depth)约为 $(0.55 \pm 0.0005) \text{ m}$ (附图S3b)。该模拟与Cheng等(2019)的研究结果基本一致, 证实了模型能够相对准确的模拟高原冻土的分布与范围。

青藏高原地表变暗将对区域冻土产生深刻影响。模拟结果显示, 地表变暗引起的气候变化(以变暖和降水格局变化为主)将导致高原约 $(5.6 \pm 0.03) \times 10^4 \text{ km}^2$ 的冻土发生不同程度的退化。其中, $(4.3 \pm 0.02) \times 10^4 \text{ km}^2$ 的多年冻土将退化为季节冻土, 主要集中在青藏高原西部的多年冻土边缘区域; 约 $(1.3 \pm 0.02) \times 10^4 \text{ km}^2$ 的季节冻土将进一步退化为非冻土, 主要集中在高原东南地区(图2a)。与之相对应的是, 青藏高原东部约有 $(3.8$

$\pm 0.02) \times 10^4 \text{ km}^2$ 的冻土在高原地表变暗的影响下有所恢复, 其中 $(3.6 \pm 0.02) \times 10^4 \text{ km}^2$ 的季节冻土将恢复至多年冻土, 主要集中在高原东部季节冻土与多年冻土的交界处(附图S3a)。约 $(2.1 \pm 0.03) \times 10^3 \text{ km}^2$ 的非冻土区会转变为季节冻土, 主要分布在高原东南河谷等非冻土区的边缘地区。整体而言, 青藏高原地表变暗会导致高原范围内多年冻土和季节冻土面积分别减少约 $(6.5 \pm 0.29) \times 10^3 \text{ km}^2$ 和 $(4.6 \pm 0.36) \times 10^3 \text{ km}^2$, 分别占高原多年冻土与季节冻土总面积的0.7%和0.3%。

除了改变冻土类型以外, 高原地表变暗也会影响多年冻土、活动层厚度以及季节冻土的最大冻结深度。对于多年冻土而言, 地表变暗将导致高原上 $(77\% \pm 0.1\%)$ 的多年冻土变薄, 整体厚度减少约 $(1.06 \pm 0.0024) \text{ m}$, 主要体现在近地表侧多年冻土的退化。其中, 高原西部与北部不稳定型多年冻土的变薄程度最为剧烈(图2b)。相比之下, 多年冻土活动层出现不同程度的增厚, 平均厚度增加 $(0.06 \pm 0.0004) \text{ m}$, 仅高原东部多年冻土边缘区域的活动层略微变薄(图2c)。此外, 高原季节冻土的最大冻结深度会整体变薄 $(0.06 \pm 0.0016) \text{ m}$, 这相当于高原季节冻土平均最大冻结深度的11.4%。

3.3 高原地表变暗对生态系统的影响

基于ORCHIDEE-MICT模拟结果, 高原叶面积指数(LAI)呈现东南至西北递减的空间分布格局, 与GIMMS观测结果一致(Zhu等, 2013)。模型模拟的高原年平均LAI约为 $(0.49 \pm 0.0001) \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, 而地表变暗对其的影响相对较小 $((2.0 \pm 0.035) \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}, 0.4\% \pm 0.007\%)$, 但存在明显的时空差异性。地表变暗有利于高原中东部的植被生长, 但不利于藏西南干旱区的植被生长(图3a), 这可归结为地表变暗引发的增温效应会增强区域蒸散发, 加剧土壤水分匮乏(Piao等, 2019)。就不同季节而言, 高原地表变暗会导致区域LAI在春夏两季分别增加 $1.3\% \pm 0.017\%$ 与 $1.5\% \pm 0.006\%$, 但在秋季下降 $-1.1\% \pm 0.010\%$ (图3b)。值得注意的是, SCE1和SCE2实验的模拟结果高度一致, 表明高原地表变暗主要通过调控温度与降水来影响区域植被生长。具体而言, 高原地表变暗情景下春夏两季全域增温与藏东南地区降水的增加(附图S5a与S5b)有利于高原植被生长; 而高原植被LAI在秋季的下降则主要归结于9至10月地表变暗导致的高原东部降温以及高

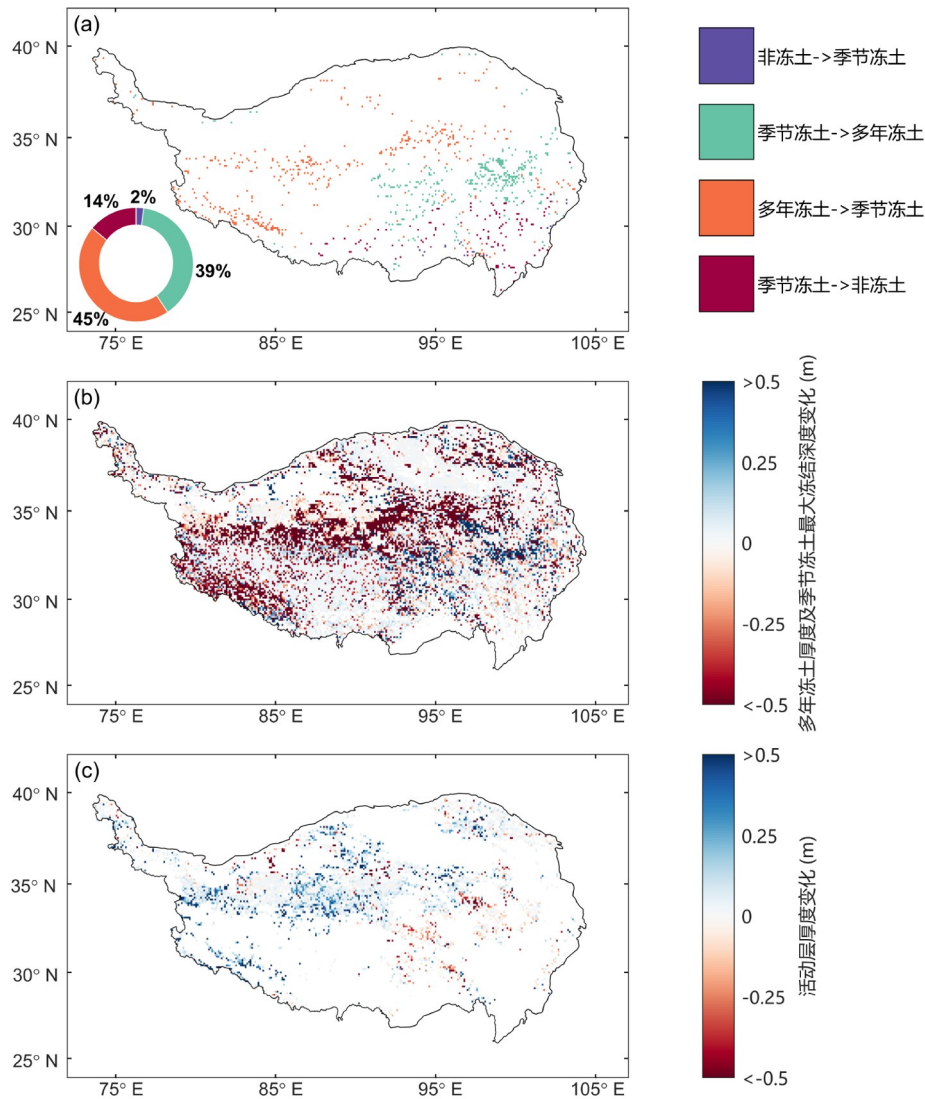


图 2 青藏高原地表变暗对冻土的影响

(a) 青藏高原地表变暗下冻土类型变化的空间分布. 左下角的环形图统计了四类不同情况下的高原冻土类型变化占总类型变化的比例, 包括非冻土转变为季节冻土(紫色), 季节冻土转变为多年冻土(青绿色), 多年冻土转变为季节冻土(橙色)及季节冻土转变为非冻土(红色). 青藏高原地表变暗下(b)多年冻土厚度和季节冻土最大冻结深度, 以及(c)多年冻土活动层厚度变化的空间分布. (b)、(c)图的空间分布格局图中仅展示变化显著($p < 0.05$)的区域, 显著性检验基于非参数的Wilcoxon符号秩检验. 多年冻土、季节冻土与多年冻土活动层的定义与计算方法见第2节. 青藏高原的边界数据来源于张懿铨(2019)

原西部干旱区降水减少(附图S5c与S5d).

除了植被生长, 植被物候在高原地表变暗情景下也将发生变化(图3c与3d). 模拟结果显示, 高原植被整体在6月上旬进入生长季(附图S4b), 其中高原南部和东部地区的生长季开始日期(SOS)相对较早, 而高原西北部干旱地区的SOS相对较晚(附图S4c), 与前人的观测结果基本一致(Wang等, 2022; Shen等, 2022). 进

入生长季后, 高原植被生长将加速, 整体在8月底前后达到峰值, 并整体在11月初结束生长季(附图S4b). 该结果略晚于观测值(9至10月), 主要源于生长季结束日期(EOS)计算方式的差异(Wang等, 2022). 此外, 模型模拟的EOS呈现与SOS相反的空间分布格局(附图S4c与S4d), 这与人结果一致(Wang等, 2022; Shen等, 2022). 地表变暗下, 高原植被SOS和植被生长峰值期均

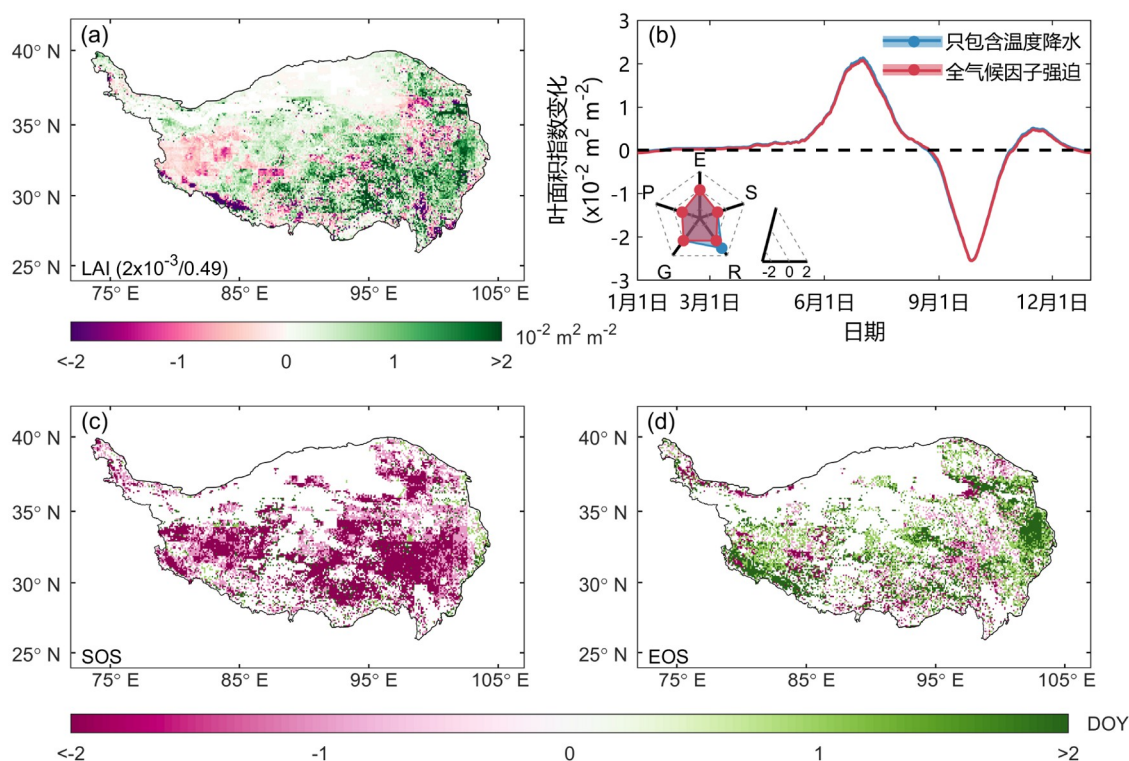


图3 青藏高原地表变暗对植被生长和物候的影响

(a) 青藏高原地表变暗导致的LAI年平均变化的空间分布。左下角的数值分别为高原地表变暗导致的年平均LAI的变化量与CTL实验下的高原年平均LAI。(b) 青藏高原地表变暗下LAI的季节变化分布。蓝线与红线分别表示仅考虑高原地表变暗引起的温度和降水变化的情景, 以及考虑所有气候因子变化的情景结果。左下角的雷达图的5个端点分别表示SOS(S)、生长速度最快(G)、峰值(P)、凋落速度最快(R)及EOS(E)的日期。(c)、(d)分别为青藏高原地表变暗导致的SOS(c)和EOS(d)日期变化的空间分布。上述物候指标的计算方式见第2节。空间分布图中仅展示变化显著($p < 0.05$)的区域, 显著性检验基于非参数的Wilcoxon符号秩检验。青藏高原的边界数据来源于张镭锂(2019)

整体提前约1d, 仅高原东部极少数区域的植被SOS略有推迟(图3c)。这主要源于SOS前后高原地表变暗的增温与增雨效应(附图S5a与S5b), 有利于高原植被迅速萌发与生长(Shen等, 2022)。在秋季, 高原植被整体凋落速度最快日期与EOS在地表变暗的情景下并无变化, 但后者在空间分布上呈现大部分地区推迟, 仅高原南部的部分地区略微提前的格局(图3d)。

对植被生产力而言, ORCHIDEE-MICT模拟的高原植被年总初级生产力(gross primary productivity, GPP)总量约为 $(820 \pm 0.161) \text{ TgC} ((314.49 \pm 0.062) \text{ g C m}^{-2})$, 与前人的估计大体一致(Ma等, 2018; Kang等, 2022)。地表变暗后, 高原植被年GPP总量将增加 $(4.1 \pm 0.059) \text{ TgC} (0.5\% \pm 0.007\%)$, 主要发生在高原东部和南部植被相对茂盛的地区(图4a与4b)。与此同时, 高原西南部干旱地区的植被年GPP有所减少, 这与地表变暗情景下该地区植被LAI下降有关(图3a)。

ORCHIDEE-MICT模拟结果显示, 青藏高原的陆地碳储量约为 55.56 PgC , 以土壤碳为主(51.32 PgC), 高于汪涛等(2023)基于清查法的高原陆地碳储量预估值 $(39.45 \pm 0.22) \text{ PgC}$ 。这主要源于汪涛等(2023)仅估算了表层(0~30cm)的SOC, 因而其对土壤碳储量的估算结果(35.20 PgC)与本文模型模拟结果相差较大。另一篇基于机器学习的研究表明, 青藏高原0~25m SOC储量约为 50.43 PgC (不确定性范围为 $35.78 \sim 60.02 \text{ PgC}$) (Wang等, 2020), 这与ORCHIDEE-MICT的结果基本一致。高原地表变暗会使得高原陆地碳储量增加约 $(0.81 \pm 0.001) \text{ PgC} (1.5\% \pm 0.003\%)$, 图4c与4d, 其空间分布也与植被LAI和GPP变化相近(图3a与4a)。这主要归结为高原植被生长增强会显著增加区域凋落物产量, 有利于凋落物碳库中碳的累积。此外, 随着凋落物的分解, 部分凋落物碳库中新增的碳将进入土壤碳库。虽然高原地表变暗情景下局地微生物对有机碳的分解速率也

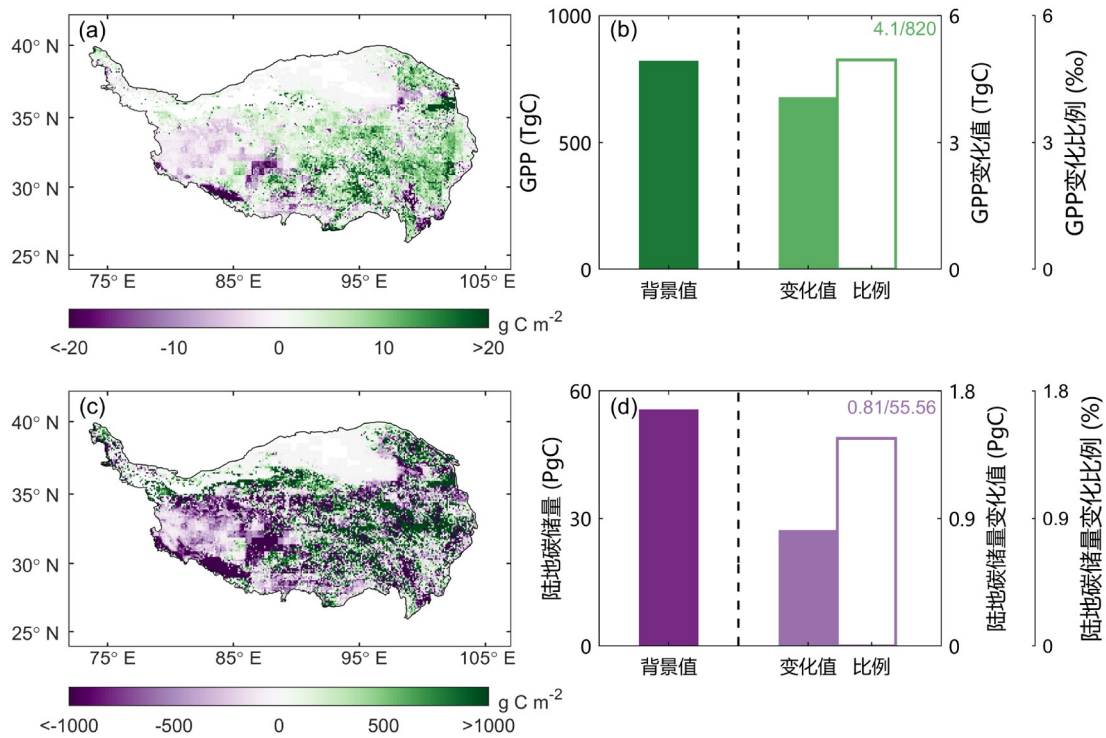


图 4 青藏高原地表变暗对植被年总初级生产力及陆地碳储量的影响

(a)和(c)分别为青藏高原地表变暗情景下植被年GPP和陆地碳储量变化的空间分布格局。图中仅展示变化显著($p < 0.05$)的区域,显著性检验基于非参数的Wilcoxon符号秩检验。青藏高原的边界数据来源于张镜铨(2019)。(b)和(d)表示CTL实验中GPP总量和陆地碳储量总量(左柱),以及高原地表变暗导致的变化量及变化比例(右柱)。图中右上角的数值表示植被年GPP或陆地碳储量的变化量,和CTL实验中GPP或陆地碳储量的总量

有一定程度的提高($0.5\% \pm 0.006\%$),但其仍低于高原凋落物及土壤碳库的碳输入速率(Wang等, 2020; Ren等, 2024)。换言之,高原地表变暗情景下土壤碳释放速率低于碳输入速率,这将致使区域凋落物碳库与土壤碳库碳储量分别增加($2.3\% \pm 0.058\%$)及($1.5\% \pm 0.0005\%$),最终促成高原陆地碳储量的增长。

4 讨论与小结

高原地表变暗不仅会深刻调节本地、周边地区乃至全球的气候系统(Tang等, 2023, 2024),还对区域冻土和生态系统产生重要影响,具体表现在冻土面积减少(1.1 ± 0.019) $\times 10^4$ km²,多年冻土厚度上方活动层平均厚度增加(0.06 ± 0.0004)m,季节冻土的最大冻结深度平均减少(0.06 ± 0.0016)m(11.4%)。地表变暗还会促进高原植被生长,致使高原陆地碳储量增加(0.81 ± 0.001)PgC($1.5\% \pm 0.003\%$)。研究结果表明,高原地表变暗对

地球系统的影响是一个系统性、多圈层、多尺度的科学问题。除了气候效应外,高原地表变暗下区域冰冻圈要素与生态系统的反馈与变化也不容忽视。

为了验证本文结论的鲁棒性,本文比较了不同地表变暗情景下青藏高原冻土与生态系统的变化情况(附图S6)。实验结果表明,在更大幅度的高原地表变暗情景下(地表反照率下降幅度从10.5%扩大至25.8%),区域冻土退化程度也相应更大:高原多年冻土整体厚度将减少约(1.38 ± 0.0029)m,其上方的活动层平均厚度将增加(0.09 ± 0.0009)m,季节冻土最大冻结深度也将整体变薄(0.08 ± 0.0021)m,相当于高原季节冻土平均最大冻结深度的15.1%(附图S6a)。与之相对应的是,高原地表变暗程度的变化对区域生态系统及陆地碳储量的影响程度更大。在敏感性实验中,高原叶面积指数、总初级生产力以及陆地碳储量将分别增加(17.4 ± 0.065) $\times 10^{-3}$ m² m⁻²($3.5\% \pm 0.013\%$)、(27.6 ± 0.107)TgC($3.4\% \pm 0.013\%$)以及(4.6 ± 0.005)PgC($8.4\% \pm 0.009\%$)(附

图S6b)。整体而言, 青藏高原地表变暗程度的变化仅会影响高原冰冻圈要素与生态系统的反馈幅度, 而对本文所得出的结论并无影响。换言之, 本文所得出的结论具有鲁棒性。

实际上, 青藏高原上的冰冻圈与生态系统并非单方面受到区域地表反照率的影响, 近年来高反射率冰冻圈要素的不断退缩、区域植被的扩张, 以及植被物候改变正是高原地表变暗的主要原因(Tian等, 2014; Lin等, 2020), 两者因而存在着紧密的双向耦合关系。但作为非耦合的离线模型(offline model), ORCHIDEE-MICT模型仅能单方面地估算高原地表变暗下区域冻土与生态系统的反馈程度, 无法细致地描述植被与冻土变化对地表反照率的影响, 以及两者紧密的双向耦合关系。上述内容在未来可以借助全耦合的地球系统模型进行探究。

本文使用的模型、采用的实验方法, 以及得到的结果仍存有不不确定性。一方面, 本文主要强调高原地表变暗的气候效应对区域冻土及生态系统的影响。但实际上, 除了气候因子外, 土壤结构、冻土含冰量、土壤水分条件等也对区域冻土有着较大的影响(Cheng等, 2019)。高原地表变暗虽然可以通过改变地温与降水格局影响区域冻土含冰量与水分条件, 并借此改变土壤结构, 从而间接的调控局地冻土(Guimberteau等, 2018)。但高原地表变暗对上述因子的影响程度, 以及借助上述因子对区域冻土的调控能力如何, 目前仍属未知。此外, 即使ORCHIDEE-MICT模型在冻土参数化方面做出了许多改进, 如细化了土壤垂直参数化方案, 考虑到土壤结构对土壤热力与水力性质的调控作用, 完善了土壤冻融和冻融扰动等模块(Guimberteau等, 2018), 但仍然缺少诸如冻融滑塌等极端冻土退化过程(汪涛等, 2023)。青藏高原在地表变暗情景下区域冻土的变化情况在未来仍然需要进一步研究。

另一方面, 本文的研究结果表明, 高原地表变暗会通过促进高原植被生产力的方式增加高原陆地碳储量。但由于模型过程及参数化的不确定性, ORCHIDEE-MICT模型对光能利用效率(light use efficiency)等植被生理过程关键参数的模拟与观测结果相比仍存有一定差距(Tang等, 2020)。因此, 虽然ORCHIDEE-MICT模拟的高原植被年总初级生产力与前人估计大体一致, 但其普遍接近估计范围的上界, 甚至略高于前人的估计结果(Ma等, 2018; Kang等, 2022)。这在一定

程度上影响了本文估算高原地表变暗情景下区域生态系统的反馈与变化, 并为青藏高原在地表变暗情景下自身碳汇能力变化程度的量化带来较大不确定性。

最后, 相较于模型本身, 本文用以驱动模型的CMFD气候强迫数据缺乏ORCHIDEE-MICT所需近地表日最高与最低气温, 只能在CMFD近地表日平均温度的基础之上借助Tang等(2023)的结果简单推算而得(见2.2小节), 与实际情况相比存在差别。而Tang等(2023)结果的分辨率较为粗糙(0.5°), 虽然通过插值处理提高了结果的空间分辨率, 但仍不足以细致地刻画青藏高原复杂的地表过程(Ji和Kang, 2013), 致使驱动模型的气候强迫存在不确定性。

综上, 未来亟须基于观测实验对本文的模拟结果、所得到的结论以及基于模型所提出的作用机制进行验证。此外, 未来也需要进一步扩充气候强迫数据所包含的气候因子种类, 提升气候强迫的时空分辨率, 并补齐高原模型模拟短板, 通过发展和完善高原陆地过程模型, 提高对高原冻土及生态系统碳循环关键过程的模拟能力, 以增强对高原冻土和生态系统及其变化的认知, 为制定“亚洲水塔”水资源保护政策, 建设国家生态安全屏障提供重要的科学评估手段。

参考文献

- 傅伯杰, 欧阳志云, 施鹏, 樊杰, 王小丹, 郑华, 赵文武, 吴飞. 2021. 青藏高原生态安全屏障状况与保护对策. 中国科学院院刊, 36: 1298–1306
- 汪涛, 王晓映, 刘丹, 吕冠廷, 任帅, 丁金枝, 陈报章, 曲建升, 汪亚峰, 朴世龙, 陈发虎. 2023. 青藏高原碳汇现状及其未来趋势. 中国科学: 地球科学, 53: 1506–1516
- 王爱慧, 王丹. 2023. 中国大陆地区均一化及格点化的多层逐日土壤温度数据集(1960–2017). 国家青藏高原数据中心
- 吴国雄, 刘屹岷, 何编, 包庆, 王子谦. 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制. 大气科学, 42: 488–504
- 姚檀栋, 郭光剑, 徐柏青, 王伟才, 高晶, 安宝晟. 2019. “亚洲水塔”变化与影响. 中国科学院院刊, 34: 1203–1209
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28: 108–121
- 张德铨. 2019. 青藏高原边界数据总集. 时空三极环境大数据平台
- Azam M F, Kargel J S, Shea J M, Nepal S, Haritashya U K, Srivastava S, Maussion F, Qazi N, Chevallier P, Dimri A P, Kulkarni A V, Cogley J G, Bahuguna I. 2021. Glaciology of the Himalaya-Karakoram. *Science*, 373: eabf3668

- Bolin B. 1950. On the influence of the Earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus A*, 2: 184–195
- Brown J, Ferrians O, Heginbottom J A, Melnikov E. 2002. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, Version 2. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center
- Brun F, Berthier E, Wagnon P, Kääb A, Treichler D. 2017. A spatially resolved estimate of high mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nat Geosci*, 10: 668–673
- Burke E J, Ekici A, Huang Y, Chadburn S E, Huntingford C, Ciais P, Friedlingstein P, Peng S S, Krinner G. 2017. Quantifying uncertainties of permafrost carbon-climate feedbacks. *Biogeosciences*, 14: 3051–3066
- Chen D L, Xu B Q, Yao T D, Guo Z T, Cui P, Chen F H, Zhang R H, Zhang X Z, Zhang Y L, Fan J, Hou Z Q, Zhang T H. 2015. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 60: 3025–3035
- Cheng G D, Zhao L, Li R, Wu X D, Sheng Y, Hu G J, Zou D F, Jin H J, Li X, Wu Q B. 2019. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau. *Chin Sci Bull*, 64: 2783–2795
- Decharme B, Brun E, Boone A, Delire C, Le Moigne P, Morin S. 2016. Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *Cryosphere*, 10: 853–877
- Dufresne J L, Foujols M A, Denvil S, Caubel A, Marti O, Aumont O, Balkanski Y, Bekki S, Bellenger H, Benshila R, Bony S, Bopp L, Braconnot P, Brockmann P, Cadule P, Cheruy F, Codron F, Cozic A, Cugnet D, de Noblet N, Duvel J P, Ethé C, Fairhead L, Fichefet T, Flavoni S, Friedlingstein P, Grandpeix J Y, Guez L, Guilyardi E, Hauglustaine D, Hourdin F, Idelkadi A, Ghattas J, Joussaume S, Kageyama M, Krinner G, Labetoulle S, Lahellec A, Lefebvre M P, Lefevre F, Levy C, Li Z X, Lloyd J, Lott F, Madec G, Mancip M, Marchand M, Masson S, Meurdesoif Y, Mignot J, Musat I, Parouty S, Polcher J, Rio C, Schulz M, Swingedouw D, Szopa S, Talandier C, Terray P, Viovy N, Vuichard N. 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: From CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn*, 40: 2123–2165
- Guimberteau M, Zhu D, Maignan F, Huang Y, Yue C, Dantec-Nédélec S, Ottlé C, Jornet-Puig A, Bastos A, Laurent P, Goll D, Bowring S, Chang J, Guenet B, Tifafi M, Peng S S, Krinner G, Ducharne A, Wang F X, Wang T, Wang X H, Wang Y L, Yin Z, Lauerwald R, Joetzer E, Qiu C J, Kim H, Ciais P. 2018. ORCHIDEE-MICT (v8.4.1), a land surface model for the high latitudes: Model description and validation. *Geosci Model Dev*, 11: 121–163
- He J, Yang K, Tang W J, Lu H, Qin J, Chen Y Y, Li X. 2020. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China. *Sci Data*, 7: 25
- Huang J P, Zhou X J, Wu G X, Xu X D, Zhao Q Y, Liu Y M, Duan A M, Xie Y K, Ma Y M, Zhao P, Yang S, Yang K, Yang H J, Bian J C, Fu Y F, Ge J M, Liu Y Z, Wu Q G, Yu H P, Wang B B, Bao Q, Qie K. 2023. Global climate impacts of land-surface and atmospheric processes over the Tibetan Plateau. *Rev Geophys*, 61: e2022RG000771
- Huang M T, Piao S L, Ciais P, Peñuelas J, Wang X H, Keenan T F, Peng S S, Berry J A, Wang K, Mao J F, Alkama R, Cescatti A, Cuntz M, De D H, Gao M D, He Y, Liu Y W, Luo Y Q, Myneni R B, Niu S L, Shi X Y, Yuan W P, Verbeeck H, Wang T, Wu J, Janssens I A. 2019. Air temperature optima of vegetation productivity across global biomes. *Nat Ecol Evol*, 3: 772–779
- Hudson B D. 1994. Soil organic matter and available water capacity. *J Soil Water Conserv*, 49: 189
- Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 328: 1382–1385
- Ji Z M, Kang S C. 2013. Double-nested dynamical downscaling experiments over the Tibetan Plateau and their projection of climate change under two RCP scenarios. *J Atmos Sci*, 70: 1278–1290
- Kang Z J, Qiu B, Xiang Z, Liu Y, Lin Z Q, Guo W D. 2022. Improving simulations of vegetation dynamics over the Tibetan Plateau: Role of atmospheric forcing data and spatial resolution. *Adv Atmos Sci*, 39: 1115–1132
- Khanal S, Lutz A F, Kraaijenbrink P D A, van den Hurk B, Yao T D T, Immerzeel W W. 2021. Variable 21st century climate change response for rivers in high mountain Asia at seasonal to decadal time scales. *Water Resour Res*, 57: e2020WR029266
- Koven C D, Riley W J, Subin Z M, Tang J Y, Torn M S, Collins W D, Bonan G B, Lawrence D M, Swenson S C. 2013. The effect of vertically resolved soil biogeochemistry and alternate soil C and N models on C dynamics of CLM4. *Biogeosciences*, 10: 7109–7131
- Koven C, Friedlingstein P, Ciais P, Khvorostyanov D, Krinner G, Tarnocai C. 2009. On the formation of high-latitude soil carbon stocks: Effects of cryoturbation and insulation by organic matter in a land surface model. *Geophys Res Lett*, 36: L21501
- Kraaijenbrink P D A, Stigter E E, Yao T D, Immerzeel W W. 2021. Climate change decisive for Asia's snow meltwater supply. *Nat Clim Chang*, 11: 591–597
- Krinner G, Viovy N, De Noblet-Ducoudré N, Ogée J, Polcher J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S, Prentice I C. 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob Biogeochem Cycle*, 19: GB1015
- Lalande M, Ménégoz M, Krinner G, Naegeli K, Wunderle S. 2021. Climate change in the high mountain Asia in CMIP6. *Earth Syst Dynam*, 12: 1061–1098

- Lawrence D M, Slater A G. 2008. Incorporating organic soil into a global climate model. *Clim Dyn*, 30: 145–160
- Li Y, Kalnay E, Motesharrei S, Rivas J, Kucharski F, Kirk-Davidoff D, Bach E, Zeng N. 2018. Climate model shows large-scale wind and solar farms in the Sahara increase rain and vegetation. *Science*, 361: 1019–1022
- Lin X W, Wen J G, Liu Q H, You D Q, Wu S B, Hao D L, Xiao Q, Zhang Z Y, Zhang Z Z. 2020. Spatiotemporal variability of land surface albedo over the Tibet Plateau from 2001 to 2019. *Remote Sens*, 12: 1188
- Liu Y M, Lu M M, Yang H J, Duan A M, He B, Yang S, Wu G X. 2020. Land-atmosphere-ocean coupling associated with the Tibetan Plateau and its climate impacts. *Natl Sci Rev*, 7: 534–552
- Liu Y M, Yu W, Jiang J L, Ma T T, Mao J Y, Wu G X. 2024. The Tibetan Plateau bridge: Influence of remote teleconnections from extratropical and tropical forcings on climate anomalies. *Atmos Ocean Sci Lett*, 17: 100396
- Lu Y B, Wang L C, Hu B, Zhang M, Qin W M, Zhou J J, Tao M H. 2021. Evaluation of satellite land surface albedo products over China using ground-measurements. *Int J Digital Earth*, 14: 1493–1513
- Ma M N, Yuan W P, Dong J, Zhang F W, Cai W W, Li H Q. 2018. Large-scale estimates of gross primary production on the Qinghai-Tibet Plateau based on remote sensing data. *Int J Digital Earth*, 11: 1166–1183
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 38: 77–102
- Mu C C, Abbott B W, Norris A J, Mu M, Fan C Y, Chen X, Jia L, Yang R M, Zhang T J, Wang K, Peng X Q, Wu Q B, Guggenberger G, Wu X D. 2020. The status and stability of permafrost carbon on the Tibetan Plateau. *Earth-Sci Rev*, 211: 103433
- Muller J P, López G, Watson G, Shane N, Kennedy T, Yuen P, Lewis P, Fischer J, Guanter L, Domench C, Preusker R, North P, Danne O, Krämer U, Zühlke M, Brockmann C, Pinnock S. 2012. The ESA GlobAlbedo project for mapping the Earth's land surface albedo for 15 years from European sensors. International Geoscience and Remote Sensing Symposium
- Murray-Tortarolo G, Anav A, Friedlingstein P, Sitch S, Piao S L S, Zhu Z C Z, Poulter B, Zaehle S, Ahlström A, Lomas M, Levis S, Viovy N, Zeng N. 2013. Evaluation of land surface models in reproducing satellite-derived LAI over the high-latitude northern hemisphere. Part I: Uncoupled DGVMs. *Remote Sens*, 5: 4819–4838
- Natali S M, Holdren J P, Rogers B M, Treharne R, Duffy P B, Pomerance R, MacDonald E. 2021. Permafrost carbon feedbacks threaten global climate goals. *Proc Natl Acad Sci USA*, 118: e2100163118
- Nie Y, Pritchard H D, Liu Q, Hennig T, Wang W L, Wang X M, Liu S Y, Nepal S, Samyn D, Hewitt K, Chen X Q. 2021. Glacial change and hydrological implications in the Himalaya and Karakoram. *Nat Rev Earth Environ*, 2: 91–106
- Piao S L, Niu B, Zhu J T, Zhang X Z, Wang T, Wang S P, Liang E Y. 2019. Responses and feedback of the Tibetan Plateau's alpine ecosystem to climate change. *Chin Sci Bull*, 64: 2842–2855
- Piao S L, Wang X H, Park T, Chen C, Lian X, He Y, Bjerke J W, Chen A P, Ciais P, Tømmervik H, Nemani R R, Myneni R B. 2020. Characteristics, drivers and feedbacks of global greening. *Nat Rev Earth Environ*, 1: 14–27
- Ren S, Wang T, Guenet B, Liu D, Cao Y F, Ding J Z, Smith P, Piao S L. 2024. Projected soil carbon loss with warming in constrained Earth system models. *Nat Commun*, 15: 102
- Shen M G, Wang S P, Jiang N, Sun J P, Cao R Y, Ling X F, Fang B, Zhang L, Zhang L H, Xu X Y, Lv W W, Li B L, Sun Q L, Meng F D, Jiang Y H, Dorji T, Fu Y S, Iler A, Vitasse Y, Steltzer H, Ji Z M, Zhao W W, Piao S L, Fu B K. 2022. Plant phenology changes and drivers on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 633–651
- Sun H, Liu X D. 2021. Impacts of dynamic and thermal forcing by the Tibetan Plateau on the precipitation distribution in the Asian arid and monsoon regions. *Clim Dyn*, 56: 2339–2358
- Tang S C, Wang X H, He M Z, Huang L, Zhang Y, Yang H, Piao S L. 2020. Global patterns and climate controls of terrestrial ecosystem light use efficiency. *J Geophys Res-Biogeosci*, 125: e2020JG005908
- Tang S C, Vlug A, Piao S L, Li F, Wang T, Krinner G, Li L Z X, Wang X H, Wu G J, Li Y, Zhang Y, Lian X, Yao T D. 2023. Regional and tele-connected impacts of the Tibetan Plateau surface darkening. *Nat Commun*, 14: 32
- Tang S C, Piao S L, Holland D M, Kan F, Wang T, Yao T D, Li X C. 2024. Resonance between projected Tibetan Plateau surface darkening and arctic climate change. *Sci Bull*, 69: 367–374
- Tian L, Zhang Y J, Zhu J T. 2014. Decreased surface albedo driven by denser vegetation on the Tibetan Plateau. *Environ Res Lett*, 9: 104001
- Wang B, Bao Q, Hoskins B, Wu G X, Liu Y M. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. *Geophys Res Lett*, 35: L14702
- Wang T H, Yang D W, Yang Y T, Piao S L, Li X, Cheng G D, Fu B J. 2020. Permafrost thawing puts the frozen carbon at risk over the Tibetan Plateau. *Sci Adv*, 6: eaaz3513
- Wang T H, Yang D W, Zheng G H, Shi R J. 2022. Possible negative effects of earlier thaw onset and longer thaw duration on vegetation greenness over the Tibetan Plateau. *Agric For Meteorol*, 326:

109192

- Yang H J, Shen X C, Yao J, Wen Q. 2020. Portraying the impact of the Tibetan Plateau on global climate. *J Clim*, 33: 3565–3583
- Yao T D, Xue Y K, Chen D L, Chen F H, Thompson L, Cui P, Koike T, Lau W K M, Lettenmaier D, Mosbrugger V, Zhang R H, Xu B Q, Dozier J, Gillespie T, Gu Y, Kang S C, Piao S L, Sugimoto S, Ueno K, Wang L, Wang W C, Zhang F, Sheng Y W, Guo W D, Yang X X, Ma Y M, Shen S S P, Su Z B, Chen F, Liang S L, Liu Y M, Singh V P, Yang K, Yang D Q, Zhao X Q, Qian Y, Zhang Y, Li Q. 2019. Recent Third Pole's rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: Multidisciplinary approach with observations, modeling, and analysis. *Bull Am Meteorol Soc*, 100: 423–444
- Yao T D, Bolch T, Chen D L, Gao J, Immerzeel W, Piao S L, Su F G, Thompson L, Wada Y, Wang L, Wang T, Wu G X, Xu B Q, Yang W, Zhang G Q, Zhao P. 2022. The imbalance of the Asian water tower. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 618–632
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the Winter of 1945–46. *Tellus A*, 2: 173–183
- Yue C, Ciais P, Cadule P, Thonicke K, Archibald S, Poulter B, Hao W M, Hantson S, Mouillot F, Friedlingstein P, Maignan F, Viovy N. 2014. Modelling the role of fires in the terrestrial carbon balance by incorporating SPITFIRE into the global vegetation model ORCHIDEE—Part 1: Simulating historical global burned area and fire regimes. *Geosci Model Dev*, 7: 2747–2767
- Zeng L L, Wardlow B D, Xiang D X, Hu S, Li D. 2020. A review of vegetation phenological metrics extraction using time-series, multi-spectral satellite data. *Remote Sens Environ*, 237: 111511
- Zhou S, Medlyn B, Sabaté S, Sperlich D, Prentice I C, Whitehead D. 2014. Short-term water stress impacts on stomatal, mesophyll and biochemical limitations to photosynthesis differ consistently among tree species from contrasting climates. *Tree Physiol*, 34: 1035–1046
- Zhu D, Ciais P, Krinner G, Maignan F, Jornet Puig A, Hugelius G. 2019. Controls of soil organic matter on soil thermal dynamics in the northern high latitudes. *Nat Commun*, 10: 3172
- Zhu Z C, Bi J, Pan Y Z, Ganguly S, Anav A, Xu L, Samanta A, Piao S L, Nemani R, Myneni R. 2013. Global data sets of vegetation leaf area index (LAI)_{3g} and fraction of photosynthetically active radiation (FPAR)_{3g} derived from global inventory modeling and mapping studies (GIMMS) normalized difference vegetation index (NDVI_{3g}) for the Period 1981 to 2011. *Remote Sens*, 5: 927–948
- Zuo Z Y, Zhang R H, Zhao P. 2011. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer. *Clim Dyn*, 36: 1207–1219

(责任编辑: 李小雁)