

引用格式: 姜佳佳, 段克勤, 王琼, 何锦屏, 豆明玉, 李朝纲. 2000—2100 年喜马拉雅山冰川变化及其水文效应评估[J]. 山地学报, 2025, 43(2): 220-234.

JIANG Jiajia, DUAN Keqin, WANG Qiong, HE Jinping, DOU Mingyu, LI Chaogang. Glacier changes and resulting hydrological consequences in the Himalayas (2000-2100) [J]. Mountain Research, 2025, 43(2): 220-234.

2000—2100 年喜马拉雅山冰川变化及其水文效应评估

姜佳佳, 段克勤*, 王琼, 何锦屏, 豆明玉, 李朝纲

(陕西师范大学 地理科学与旅游学院, 西安 710119)

摘要: 喜马拉雅山拥有全球中低纬度带规模最大的山地冰川群, 其冰川补给直接影响南亚水系水资源安全。全球变暖背景下, 喜马拉雅山冰川响应存在空间分异特征, 但 21 世纪以来冰川动态演化路径及其水文效应仍存在整体上的认知空白。本研究利用偏差校正的 CMIP6 气候数据集与改进型 Global PyGEM-OGGM 模型, 综合考虑冰川动力学过程与表碛热力学效应, 分析预测 2000—2100 年 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下喜马拉雅山冰川系统多参数响应。结果表明: (1) 经偏差校正后, CMIP6 多模式集合数据在喜马拉雅山的适用性显著提升 (1961—2014 年), 气温 (偏差: $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$, 均方根误差: $0.41\text{ }^{\circ}\text{C}$) 和降水 (偏差: -22.31 mm , 均方根误差: 136.55 mm) 的模拟误差显著降低, 同时基于多源卫星融合数据验证的 Global PyGEM-OGGM 冰川数据集 (2000—2019 年) 在冰川质量变化时空模拟中表现优异 (相关系数分别为 0.59、0.99, 均方根误差为 0.97 Gt、0.002 Gt), 证实二者可为区域气候变化与冰川物质平衡研究提供可靠数据支撑。(2) 在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下, 喜马拉雅山区域增温速率分别为 $0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.57\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 至 21 世纪末气温较世纪初将累计上升 $2.45\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $5.12\text{ }^{\circ}\text{C}$, 驱动冰川面积缩减 70% 和 85%, 冰川呈现加速亏损态势。(3) 冰川消融空间格局发生阶段性逆转。2000—2020 年东喜马拉雅山冰川物质亏损显著, 而 2020 年以后西喜马拉雅山在 $0.29\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP2-4.5) 和 $0.61\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP5-8.5) 的增温驱动下, 消融速率超越东段。(4) 跨境流域径流演变呈现显著异质性。冰川持续消融将导致印度河、恒河和雅鲁藏布江流域冰川融水径流呈现先增后减的趋势。印度河流域峰值出现在 $2053\text{ a} \pm 12\text{ a}$ (SSP2-4.5) 和 $2054\text{ a} \pm 8\text{ a}$ (SSP5-8.5), 而冰川规模较小的恒河和雅鲁藏布江流域则分别提前至 $2033\text{ a} \pm 7\text{ a}$ 、 $2046\text{ a} \pm 7\text{ a}$ 和 $2031\text{ a} \pm 6\text{ a}$ 、 $2044\text{ a} \pm 8\text{ a}$ 。至世纪末, 雅鲁藏布江流域冰川径流量将衰减至基准期 (2000—2009 年) 的 40%。本研究提出的 21 世纪喜马拉雅山冰川变化的趋势, 可为跨境水资源协同管理和区域气候适应策略的制定提供决策基准。

关键词: 冰川变化; 水文效应; CMIP6; 喜马拉雅山

中图分类号: K903

文献标志码: A

喜马拉雅山是全球中低纬度带规模最大的现代冰川发育区, 其冰川动态对亚洲水塔稳定性具有决定性作用。进入 21 世纪以来, 区内冰川消融加速^[1-2], 冰川变化呈现显著的空间异质性特征^[3-4]。喜马拉雅山区域冰川融水是印度河、恒河和雅鲁藏

布江等河流的重要补给, 其持续消融不仅改变流域径流的季节分配模式和年际变率^[5-6], 更引发冰湖溃决、泥石流等复合型灾害链式反应^[7-8]。全面评估喜马拉雅山冰川变化趋势及其水文效应, 已成为区域水资源安全评估、灾害风险防控和跨境生态治

收稿日期 (Received date): 2024-11-10; 改回日期 (Accepted date): 2025-03-11

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金 (42371137)。[National Natural Science Foundation of China (42371137)]

作者简介 (Biography): 姜佳佳 (2001 -), 女, 陕西榆林人, 硕士研究生, 主要研究方向: 气候变化与冰冻圈可持续发展。[JIANG Jiajia (2001 -), female, born in Yulin, Shaanxi Province, M. Sc. candidate, research on climate change and sustainable development of the cryosphere] E-mail: jiangji@snnu.edu.cn

* 通讯作者 (Corresponding author): 段克勤 (1970 -), 男, 博士, 教授, 主要研究方向: 全球变化。[DUAN Keqin (1970 -), male, Ph. D., professor, research on global change] E-mail: kqduan@snnu.edu.cn

理亟需解决的关键科学问题。

多源观测数据表明,喜马拉雅山区域冰川在冰川末端、面积、体积、物质平衡、平衡线高度和冰川数量等多维度参数均呈现系统性缩减^[9-13]。2000年后消融速率呈现显著跃升^[2,14-18],2000—2016年冰川的物质亏损速率($-0.43 \text{ m w. e. / a} \pm 0.14 \text{ m w. e. / a}$)是1975—2000年($-0.22 \text{ m w. e. / a} \pm 0.13 \text{ m w. e. / a}$)的2倍^[19]。进一步分析表明,全球变暖加速的时空格局下,冰川响应存在空间分异特征:印度季风主导的东喜马拉雅山经历剧烈的冰川消退^[20],而西风环流控制的西段冰川保持相对稳定,局部甚至出现正向物质平衡^[20],由此形成“西慢东快”的空间格局^[21]。

前期针对亚洲高山冰冻圈变化评估取得重要进展,但成果多聚焦典型亚洲高山区^[11-12,22],缺乏区域尺度的精细分析,尤其对21世纪以来喜马拉雅山冰川-气候耦合机制及水文连锁效应缺乏总体认识。此外,主流冰川模型^[5,22]忽略冰川动力学过程及表碛覆盖层的热力学效应,导致模拟结果的实际匹配度不高。上述研究成果缺陷严重制约着区域气候适应策略的制定。

本研究基于CMIP6多模式气候数据,考虑冰川动力学模块和表碛覆盖的Global PyGEM-OGGM冰川数据,重点探究(1)SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下,21世纪喜马拉雅山冰川物质平衡的时空分异规律及其气候驱动机制;(2)流域尺度冰川融水对总径流贡献的演变特征及其水文效应。研究成果可加深对未来喜马拉雅山气候-冰川-水文交互过程的认识,为跨境水资源协同管理和区域气候适应策略的制定提供决策基准。

1 研究区概况

喜马拉雅山位于青藏高原南缘,长约2400 km,宽为200~300 km,发育现代冰川19 922条^[23],总面积约为20 000 km²^[24],其冰川融水径流是印度河、恒河和雅鲁藏布江河流的重要补给(图1)。

2 数据与方法

2.1 研究数据

2.1.1 CMIP6 数据

本研究采用国际耦合模式比较计划第六阶段

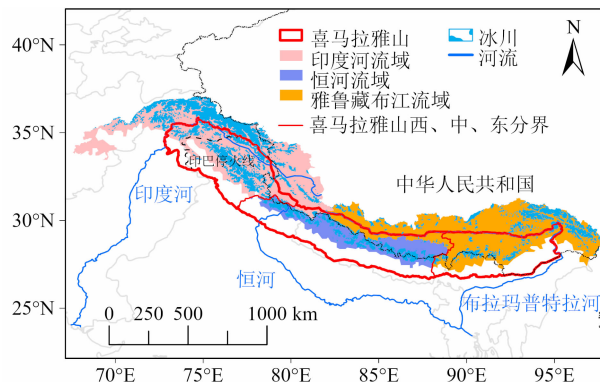


图1 研究区概况图

Fig. 1 Overview of the study area

(审图号:GS(2016)1663号)

(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)共享社会经济路径(Shared Socioeconomic Pathways, SSPs)数据,选取SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下12个地球-气候系统模式2000—2100年逐月气温、降水和辐射数据。SSP2-4.5情景(中等社会经济发展路径,辐射强迫稳定于 4.5 W/m^2)表征中等减缓与适应挑战,与当前社会经济趋势高度契合;SSP5-8.5情景(化石燃料主导的高强迫路径,辐射强迫达 8.5 W/m^2)则反映高强度温室气体排放与显著生态系统退化,代表气候风险极端情景下的基准参考框架。鉴于12个地球-气候系统模式空间分辨率存在差异,本研究利用双线性插值法将各模式数据统一插值至 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬网格。

2.1.2 ERA5 数据

ERA5是由欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的全球气候再分析数据集(<https://cdsclimate.copernicus.eu>),结合了多源观测数据(如卫星、地面站和无线电探空仪)与先进的数值模型同化技术,提供了可靠的气候变量记录。本研究选取ERA5数据作为验证数据集并以其为基准对CMIP6数据进行偏差校正。

2.1.3 RGI 6.0 冰川编目

Randolph冰川编目(Randolph Glacier Inventory, RGI)是GLIMS(Global Land Ice Measurements from Space)发布的全球冰川轮廓目录^[23]。其在中国区域整合了第二次冰川编目等数据集。本研究采用该数据定义冰川边界。

2.1.4 冰川变化数据集

Global PyGEM-OGGM数据集耦合了PyGEM模

型的物质平衡模块与 OGGM 模型的冰川动力学模块^[24],并集成表碛覆盖效应,以 ERA5 数据及偏差校正后的 12 个 CMIP6 模式(表 1)为气候驱动场,基于 RGI 6.0 冰川编目构建全球冰川演变模型,通过 2000—2019 年观测数据校准参数,最终生成 2000—2100 年冰川变化数据集。

2.1.5 多源卫星融合数据

多源卫星融合数据^[2](<https://www.sedoo.fr/theia-publication-products>)整合了 ASTER、ArcticDEM 和 REMA 海量数据,通过多时相立体像对生成 2000—2019 年全球冰川高程时序数据,采用加权平均局部高度测量法积分为体积变化,最后以密度因子 $850 \text{ kg/m}^3 \pm 60 \text{ kg/m}^3$ 将体积变化转换为质量变化。

2.2 研究方法

2.2.1 冰川物质平衡计算方案

冰川物质平衡 b 计算公式如下:

$$b = C - a + R \quad (1)$$

$$a = k \cdot \int \max(T, 0) dt \quad (2)$$

$$R = -0.69T + 0.00096 \quad (3)$$

式中, C 为积累量,根据温度阈值(设定为 1°C)将降水划分为液体和固体计算; a 为消融量,通过度日模型计算; R 为再冻结量,通过加权年平均气温函数计算^[25]; k 为雪和冰的度日因子,为减少模型参数的数量,假定雪的度日因子与冰的度日因子之比为

$0.7^{[26]}$; T 为月尺度气温; t 为时间。

2.2.2 浅冰近似

冰川动态演化需要同时考虑表面物质平衡与冰川流动,该模型通过耦合 PyGEM 物质平衡模型与 OGGM 冰流模型表征冰川动态演化。冰川几何基于浅冰近似的流线模型逐年更新^[27],公式如下:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = b - \nabla(\hat{v}S) \quad (4)$$

式中, S 为冰川流线上某点垂直于流线的横截面面积; \hat{v} 为冰川运动速度。

2.2.3 冰川融水径流计算方法

冰川融水径流通过流域内各冰川年尺度内的消融冰量累加计算得出,公式如下:

$$Q_g = \sum_{i=1}^N m_i \quad (5)$$

式中, Q_g 为冰川融水径流; m_i 为第 i 条冰川的年消融冰量; N 为流域内的冰川条数。

2.2.4 Delta 偏差校正

CMIP6 数据根据气温的加性偏差校正因子和降水的乘性偏差校正因子进行调整^[27],即:

$$T_{\text{adjusted}} = T_{\text{raw}} + T_{\text{bias}} \quad (6)$$

$$P_{\text{adjusted}} = P_{\text{raw}} \cdot P_{\text{bias}} \quad (7)$$

式中, T_{adjusted} 为校正后的气温数据; T_{raw} 为原始气温数据; T_{bias} 为气温偏差因子,通过计算 CMIP6 和 ERA5 在校准期的气温差异得到; P_{adjusted} 为校正后的降水数据; P_{raw} 为原始降水数据; P_{bias} 为降水偏差因子,通过计算 CMIP6 和 ERA5 在校准期的降水比值得到。

表 1 12 个地球-气候系统模式基本信息

Tab. 1 Specifications of the 12 earth-climate system models used in this study

序号	模式名称	所属国家/地区	研发机构简称	模式分辨率(纬向×经向)
A	BCC-CSM2-MR	中国	BCC	$1.12^\circ \times 1.12^\circ$
B	CESM2	美国	NCAR	$0.90^\circ \times 1.25^\circ$
C	CESM2-WACCM	美国	NCAR	$0.90^\circ \times 1.25^\circ$
D	EC-Earth3	欧洲	EC-Earth-Cons	$0.70^\circ \times 0.70^\circ$
E	EC-Earth3-Veg	欧洲	EC-Earth-Cons	$0.70^\circ \times 0.70^\circ$
F	FGOALS-f3-L	中国	CAS	$1.00^\circ \times 1.00^\circ$
G	GFDL-ESM4	美国	NOAA-GFDL	$1.00^\circ \times 1.00^\circ$
H	INM-CM4-8	俄罗斯	INM	$1.50^\circ \times 2.00^\circ$
I	INM-CM5-0	俄罗斯	INM	$1.50^\circ \times 2.00^\circ$
J	MPI-ESM1-2-HR	德国	MPI-M	$0.94^\circ \times 0.94^\circ$
K	MRI-ESM2-0	日本	MRI	$1.12^\circ \times 1.12^\circ$
L	NorESM2-MM	挪威	NCC	$0.94^\circ \times 1.25^\circ$

3 结果分析

3.1 数据评估

3.1.1 CMIP6 模式对喜马拉雅山气温和降水模拟能力评估及偏差校正

基于 ERA5 数据,从时空两个维度评估 CMIP6 多模式对喜马拉雅山 1961—2014 年气温和降水的模拟性能。时序分析表明,多模式集合平均(Multi-Model Ensemble Mean, MME)呈现显著的系统性偏

差:气温模拟存在持续暖偏差(多年均值偏差为 1.52 °C),均方根误差为 1.58 °C(图 2a)。降水模拟则表现为显著干偏差(多年均值偏差为 -227.24 mm),均方根误差为 262.01 mm(图 2b)。空间验证显示 MME 模拟性能优于多数单一模式(图 3),其气温模拟与观测值的空间相关性达 0.93 ($P < 0.01$),标准化的标准差和均方根误差分别为 0.75 和 0.42(图 3a);降水的模拟与观测值空间相关系数为 0.77($P < 0.01$),标准化的标准差和均方根误差分别为 0.46 和 0.71(图 3b)。

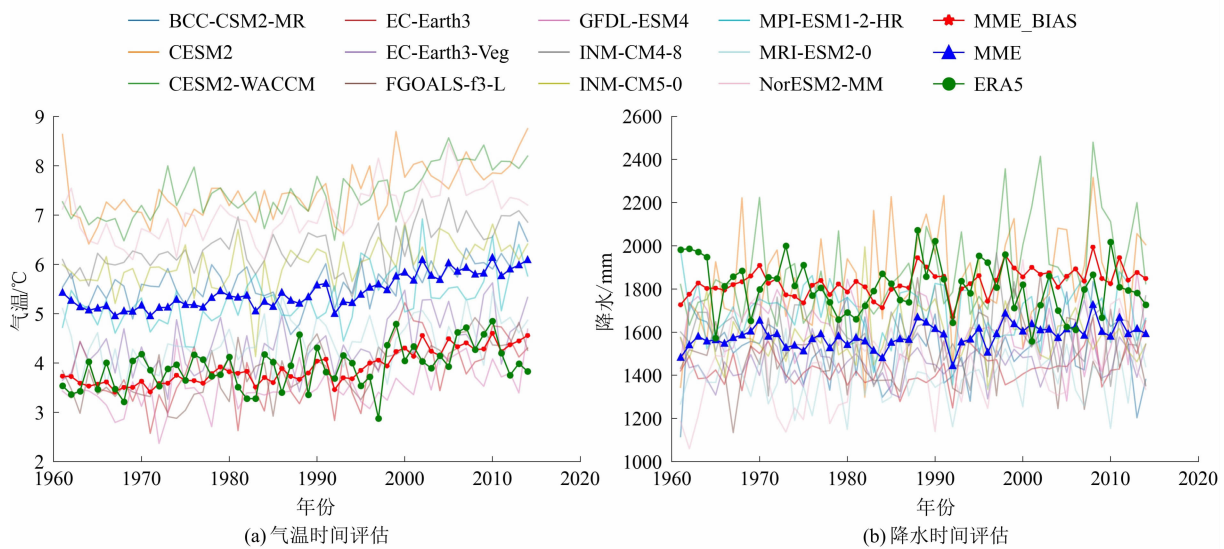
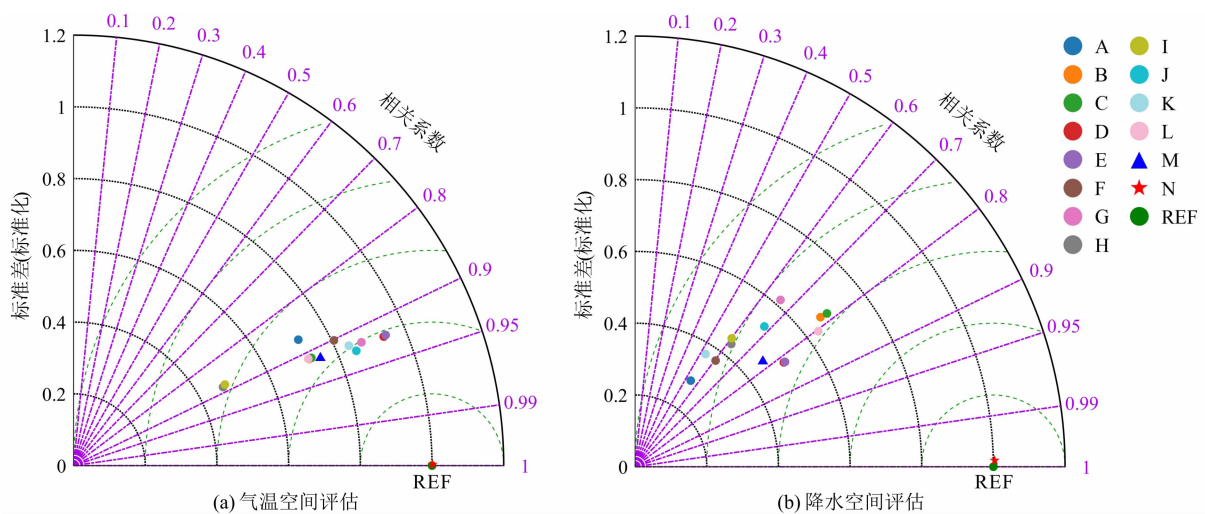


图 2 喜马拉雅山 1961—2014 年 CMIP6 多模式模拟及其偏差校正结果与 ERA5 数据时序对比

Fig. 2 Temporal comparison of CMIP6 models and bias-corrected CMIP6 data with ERA5 data over the Himalayas from 1961 to 2014



说明:字母 A-L 代表地球-系统气候模式,参见表 1;REF 代表 ERA5 数据;M 代表多模式集合平均;N 代表校正后的多模式集合平均。

图 3 喜马拉雅山 1961—2014 年 CMIP6 多模式模拟及其偏差校正结果与 ERA5 数据的空间泰勒图

Fig. 3 Spatial Taylor Diagrams of CMIP6 models and bias-corrected CMIP6 data with ERA5 data over the Himalayas from 1961 to 2014

为减小 CMIP6 数据的时空偏差,采用 Delta 降尺度法对 CMIP6 数据进行偏差校正。校正后的多模式集合平均结果(MME_BIAS)较原始数据的模拟性能显著改善,气温和降水的偏差分别减小到 $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 -22.31 mm ,均方根误差则分别减小到 $0.41\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 136.55 mm (图 2),对应的模拟和观测值空间的相关系数均达到 $0.99(P < 0.01)$ 。基于此,选取校正后的多模式集合平均数据分析 2000—2100 年喜马拉雅山区域气候变化特征。

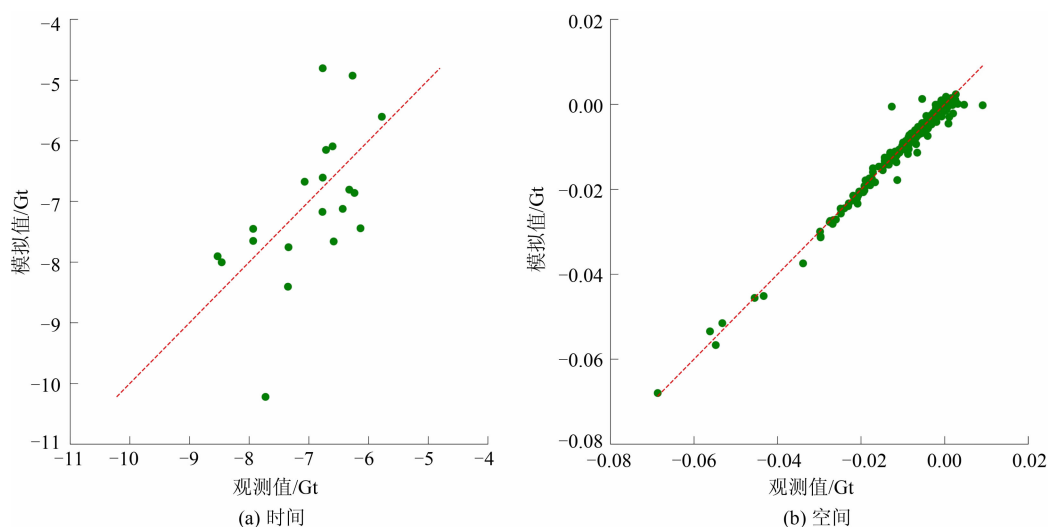
3.1.2 Global PyGEM-OGGM 数据在喜马拉雅山适用性评估

基于多源卫星融合的 18 751 条冰川质量变化数据,Global PyGEM-OGGM 冰川数据在喜马拉雅山

的适用性评估结果表明,2000—2019 年冰川质量变化的模拟值与观测值在时间和空间上的相关系数分别达到 $0.59(P < 0.01)$ 和 $0.99(P < 0.01)$,而均方根误差仅为 0.97 Gt 和 0.002 Gt (图 4),证明在喜马拉雅山地区 Global PyGEM-OGGM 数据具有良好的适用性。

3.2 2000—2100 年喜马拉雅山气候变化

2000—2100 年喜马拉雅山呈现暖湿化趋势,在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,2000—2100 年喜马拉雅山年均气温分别以 $0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.57\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的趋势升高,年降水量分别以 $9.45\text{ mm}/10\text{a}$ 和 $37.46\text{ mm}/10\text{a}$ 的趋势增加(图 5)。气候空间分异显著:在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,升温幅度



说明:图 a 中每个点表示 18 751 条冰川总质量变化;图 b 中每个点表示每条冰川平均质量变化。

图 4 2000—2019 年喜马拉雅山 Global PyGEM-OGGM 冰川数据集和多源卫星融合数据集冰川质量变化时空对比

Fig. 4 Spatiotemporal comparison of Global PyGEM-OGGM dataset with multi-source satellite fusion data for glacial mass loss over the Himalayas from 2000 to 2019

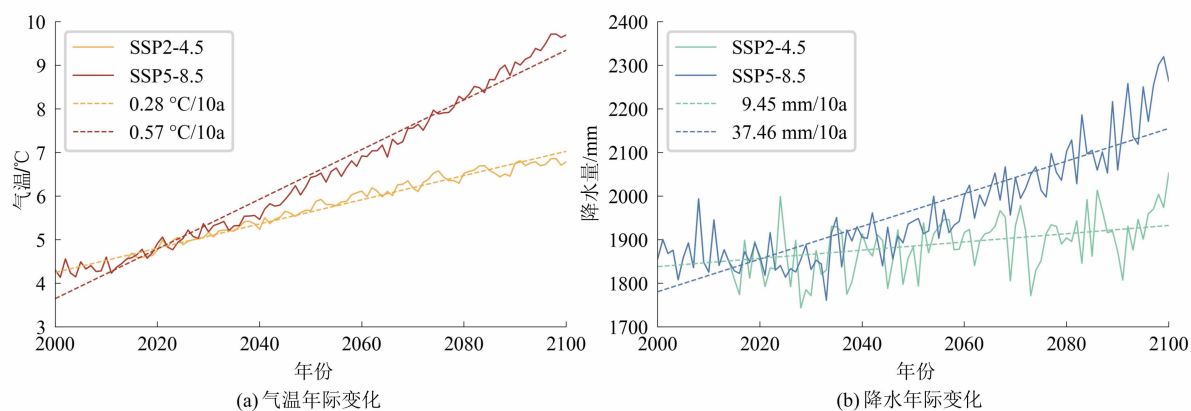


图 5 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山年均气温和年降水量变化

Fig. 5 Variations of mean annual temperature and annual precipitation over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

均呈现西北高、东南低的梯度特征,西喜马拉雅山升温速率($0.34\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.68\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)较东部($0.24\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.48\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)高41.7%,表明西喜马拉雅山对全球变暖响应更敏感(图6a、6b)。喜马拉雅山降水变率空间异质性更强,SSP2-4.5情景下西喜马拉雅山降水呈现不显著的增加趋势,中、东喜马拉雅山降水均呈现增加趋势(图6c)。在SSP5-8.5情景下,喜马拉雅山降水整体呈现增加趋势,但东部变率($80\text{ mm}/10\text{a}$)为西部(小于 $40\text{ mm}/10\text{a}$)的2倍以上(图6d)。

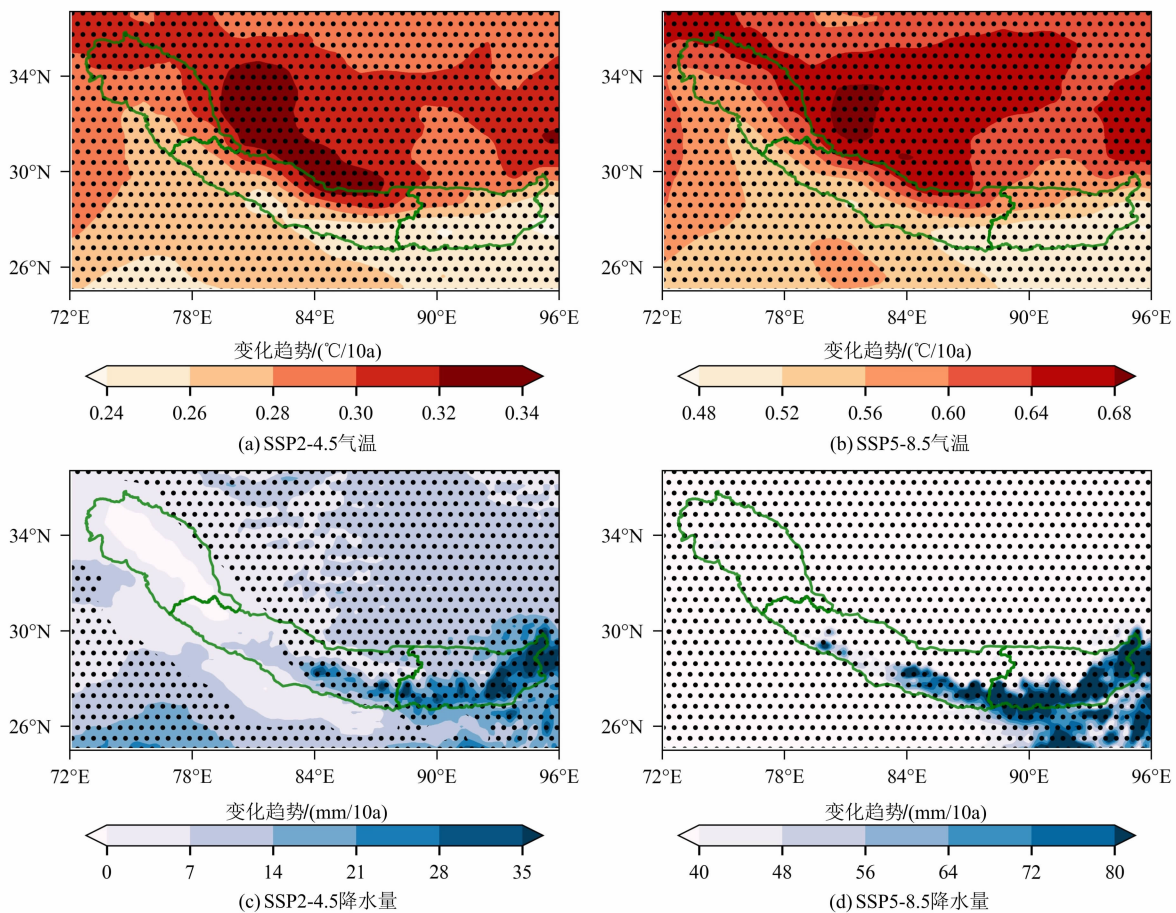
3.3 2000—2100 年喜马拉雅山冰川变化

在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下,受气候变暖驱动,喜马拉雅山冰川物质平衡持续为负(图7)。SSP2-4.5情景下物质平衡从基准期(2000—2009年)的 $-0.30\text{ m w. e.}/\text{a}$ 减小到2050—2059年的 $-0.72\text{ m w. e.}/\text{a}$,之后由于冰川持续退缩,冰川末端

向高海拔退缩,导致2060—2100年冰川物质平衡呈增大趋势。SSP5-8.5情景下物质平衡从基准期的 $-0.30\text{ m w. e.}/\text{a}$ 减小到2050—2059年的 $-0.92\text{ m w. e.}/\text{a}$,之后虽然未融化冰川的平均海拔高度升高,但该情景下气温升高更加显著,造成冰川物质平衡在2060—2100年维持在 $-0.97\text{ m w. e.}/\text{a}$,指示冰川在持续加速消融。

冰川物质平衡长期处于负平衡状态,致使冰川末端显著退缩,面积呈持续性萎缩趋势(图8)。在2000—2030年,面积缩减速率较小,仅为 $238\text{ km}^2/10\text{a}$,之后冰川面积加速减小,2030—2100年减小速率达到 $2085\text{ km}^2/10\text{a}$ 。2000年喜马拉雅山冰川总面积为 $19\,512\text{ km}^2$,在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下,到2100年分别减少至 5301 km^2 和 2457 km^2 ,相对2000年分别减少了73%和87%。

喜马拉雅山冰川响应存在空间分异特征。



说明:打点区域表示通过0.01显著性检验。

图6 SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下2000—2100年喜马拉雅山年均气温和年降水量空间变率

Fig. 6 Spatial trends of mean annual temperature and annual precipitation over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

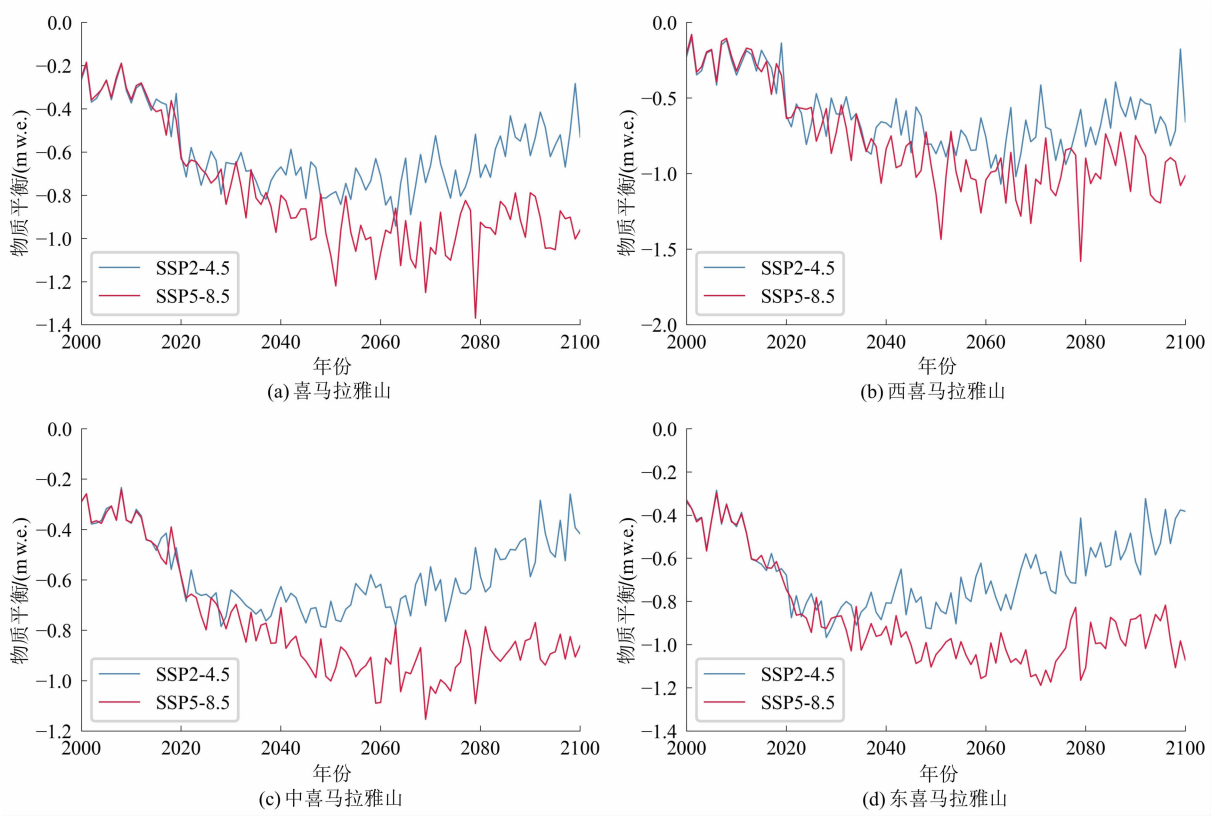


图 7 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山冰川物质平衡变化

Fig. 7 Variations of glacial mass balance over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

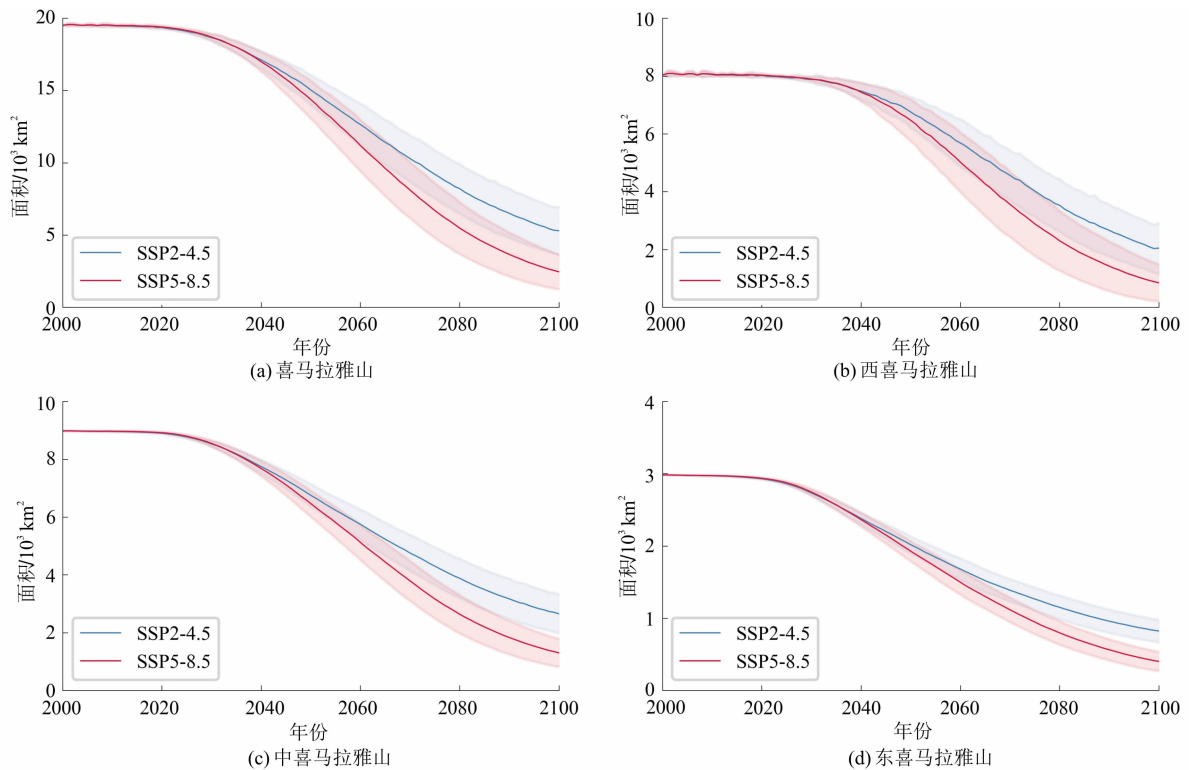


图 8 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山冰川面积变化

Fig. 8 Variations of glacial area over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

2000—2020 年喜马拉雅山冰川消融格局为“西慢东快”(图 9a),具体表现为东喜马拉雅山冰川物质平衡达 -0.43 m w. e. /a ,而西喜马拉雅山为 -0.33 m w. e. /a 。在 SSP2-4.5 情景下,随着增温速率从东喜马拉雅山的 $0.24 \text{ }^\circ\text{C}/10\text{a}$ 增加到西喜马拉雅山的 $0.34 \text{ }^\circ\text{C}/10\text{a}$ (图 6a),冰川消融格局逐渐从“西慢东快”转变为“西快东慢”,东喜马拉雅山物质平衡在 2041—2060 年、2061—2080 年和 2081—

2100 年分别为 -0.76 、 -0.66 、 -0.50 m w. e. /a ,而在西喜马拉雅山则分别为 -0.75 、 -0.81 、 -0.63 m w. e. /a (图 9b、9d、9f)。

3.4 2000—2100 年流域冰川融水径流变化及其拐点

喜马拉雅山冰川主要分布在印度河(10 168 条)、恒河(6622 条)和雅鲁藏布江(3259 条)流域,基准期对应的平均年冰川融水径流分别为 2.35 Gt 、

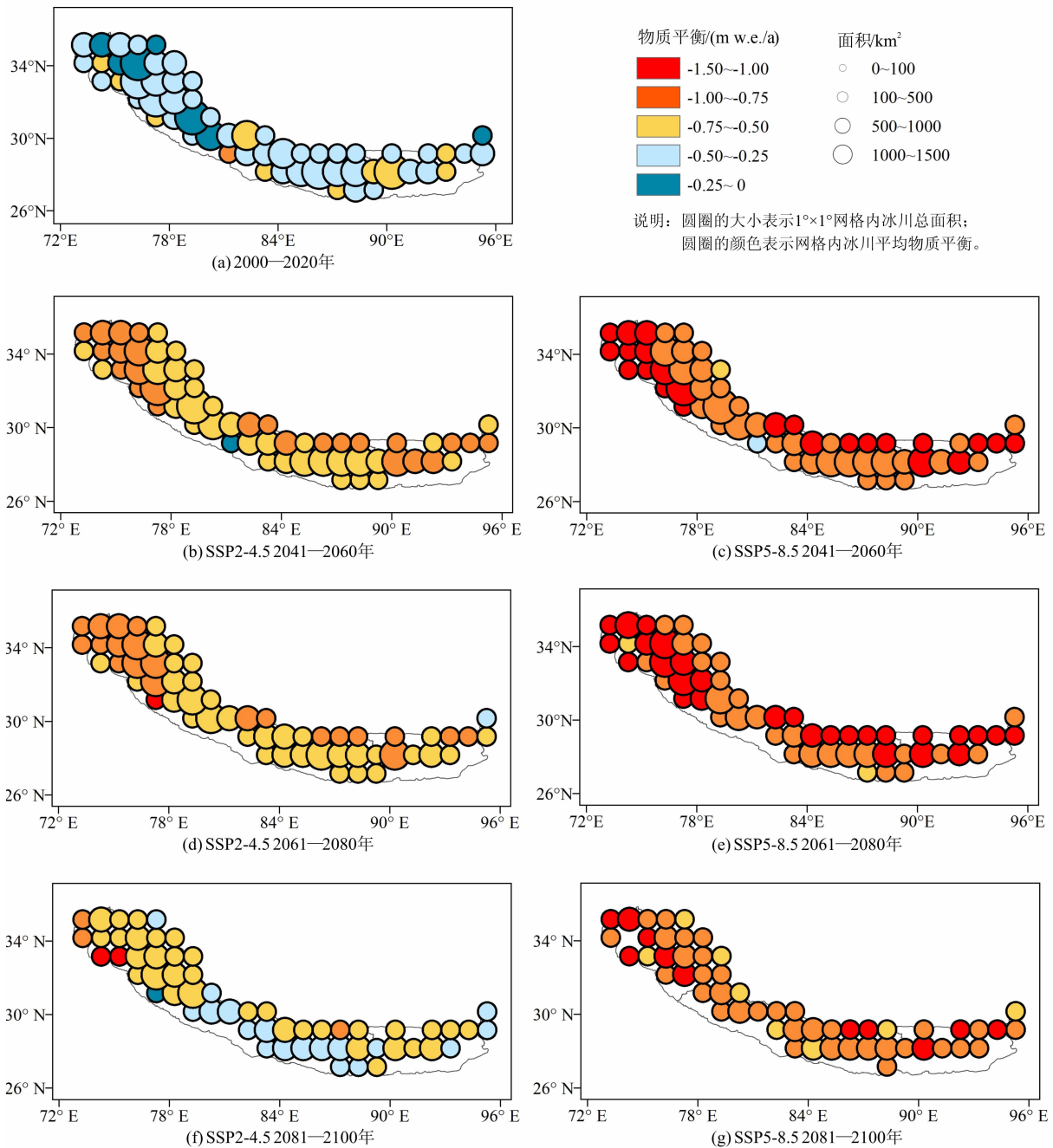


图 9 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下不同时段喜马拉雅山冰川面积和物质平衡空间分布

Fig. 9 Spatial distribution of glacial area and mass balance for different time periods over the Himalayas under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

3.17 Gt 和 1.47 Gt(图 10)。2000—2100 年 3 个流域冰川融水径流均先增加后又减少,但由于冰川规模以及对气候变化响应幅度的不同,各流域冰川融水径流峰值出现时间和变化趋势存在差异。印度河流域拥有最大规模的冰川,其总体较高的海拔分布导致该流域内冰川对快速升温响应滞后于其他流域,故冰川融水径流拐点出现最晚。在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,印度河流域冰川融水径流从基准期的 2.57 Gt,迅速增加到 2050—2059 年的最大值 6.58 Gt 和 8.29 Gt,拐点出现在 2053 a \pm 12 a 和 2054 a \pm 8 a,之后虽然冰川仍在持续退缩,但其退缩速度有所减缓,到世纪末(2090—2100 年)为 2.39 Gt 和 1.81 Gt,约为基准期冰川径流的 93% 和 70%

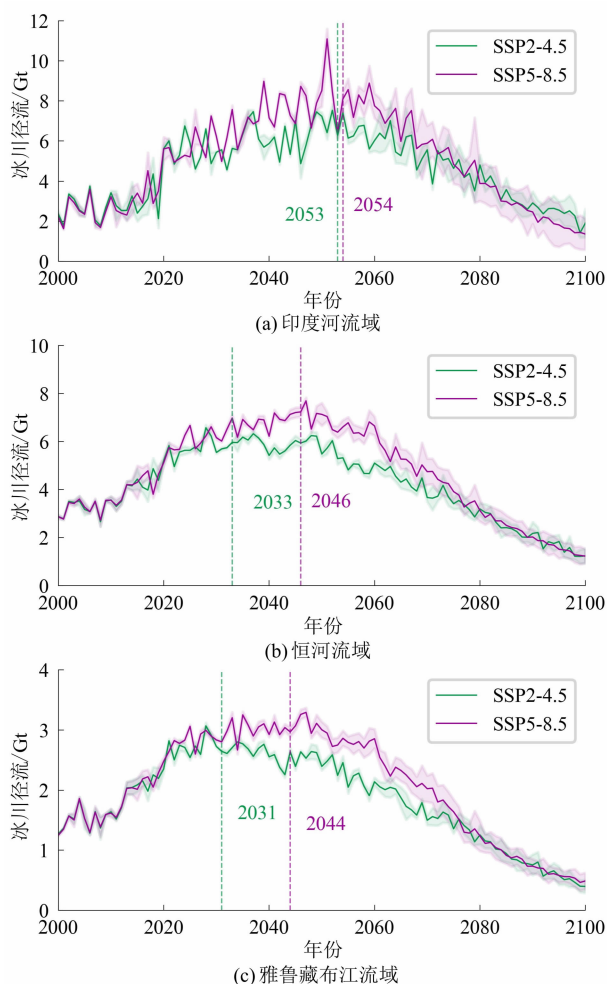


图 10 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山范围内流域冰川融水径流年际变化及 11 年中心滑动平均峰值

Fig. 10 Variations of glacial runoff and 11-year centered moving average peak meltwater discharge in the basins over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

(图 10a)。

与印度河流域相比,恒河流域冰川规模较小。在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,恒河流域冰川融水径流峰值出现在 2033 a \pm 7 a 和 2046 a \pm 7 a,分别为 6.15 Gt 和 6.93 Gt,是基准期的 1.94 倍和 2.19 倍。世纪末平均年冰川融水径流分别为 1.64 Gt 和 1.59 Gt,相对于基准期分别减少了 48.3% 和 49.8% (图 10b)。雅鲁藏布江流域多为面积小于 0.4 km² 的小冰川,对气候变暖响应较为快速。在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,雅鲁藏布江流域冰川径流拐点分别在 2031 a \pm 6 a 和 2044 a \pm 8 a 出现,峰值为 2.69 Gt 和 3.11 Gt,是基准期的 1.83 倍和 2.12 倍,到世纪末冰川融水径流则减少为 0.57 Gt 和 0.59 Gt,仅是基准期的 38.8% 和 40.1% (图 10c)。

4 讨论

4.1 不确定性分析

尽管气候数据的不确定性和冰川模型的简化性会导致模拟结果的不确定性,且由于驱动数据分辨率粗糙,因此对单条冰川模拟偏差较大,但是对于区域尺度,模拟结果能够很好捕捉到冰川变化空间格局及长期趋势变化^[11-12,27]。本研究结果表明,2000—2016 年喜马拉雅山区冰川物质亏损速率为 -0.31 m w. e./a。这一结果与同期基于遥感影像的 650 条冰川研究结果 (-0.43 m w. e./a \pm 0.14 m w. e./a) 相比^[19],亏损速率绝对值偏小,但仍处于其不确定性范围内 ($-0.29 \sim -0.57$ m w. e./a)。另外,与多源卫星融合数据对比表明(图 4),Global PyGEM-OGGM 数据集在喜马拉雅山区表现出良好适用性。本研究对未来冰川变化的预估结果与现有研究存在一定差异^[11-12,22],这种差异主要源于气候驱动数据的不确定性及冰川模型物理机制的差异。Global PyGEM-OGGM 模型不仅耦合了冰川动力学模块,而且考虑了表碛覆盖热力效应,能更加准确地反映冰川动态演化的过程。表碛覆盖对冰川消融具有显著调节作用,但现有模型采用静态参数化方法(即固定单条冰川表碛厚度)^[28],未动态耦合冰川消融-表碛厚度反馈机制(如退缩过程中碎屑再分布、冰崖崩塌碎屑补给等过程)。这种简化可能造成模拟的误差,未来模型需引入表碛演化模块,以实

现消融-表碛-地形反馈的全过程模拟。

4.2 冰川对气候变化的响应

气温持续上升,引起大气 0 °C 层高度升高^[29],进而导致喜马拉雅山冰川平衡线升高和消融区扩大^[30]。在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,2000—2100 年喜马拉雅山年平均气温与冰川物质平衡表现为显著负相关(图 11),相关系数分别为 -0.46 ($P < 0.01$)和 -0.71 ($P < 0.01$)(表 2)。降水是冰川物质的主要补给形式^[31],21 世纪喜马拉雅山地区整体呈湿润化趋势(图 5b),但伴随的气温升高引发的降水相态转变^[32-33],不利于冰川物质的积累。2000—2100 年喜马拉雅山年降水与冰川物质平衡相关系数分别为 0.06 (不显著)和 -0.50 ($P < 0.01$),说明在整体区域上气温升高引起的冰川消融幅度大于降水增加引起的物质积累。空间上,东喜马拉雅山受印度季风影响而降水丰沛,冰川平衡线分布较低^[4],而西喜马拉雅山降水量少,冰川平衡线位置比较高^[20],因此东喜马拉雅山冰川物质平衡对气温变化的敏感性高于西喜马拉雅山。2000—2020 年,印度季风减弱引起降水减少使东喜马拉雅

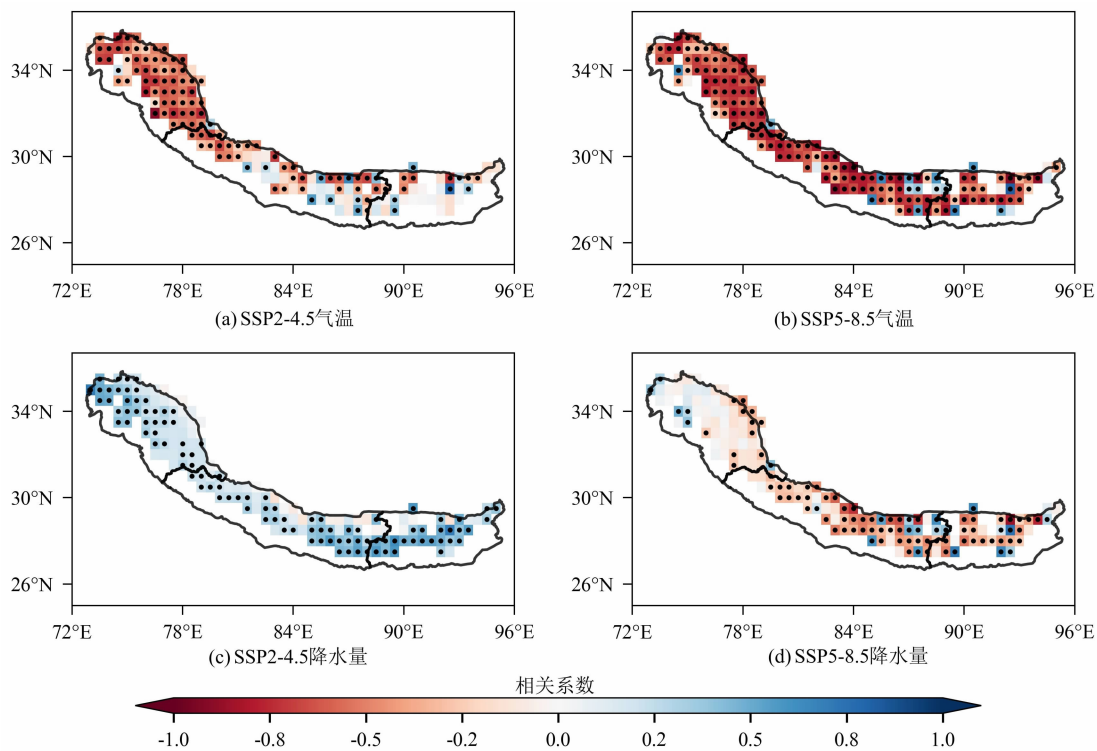
表 2 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山气温、降水和辐射变化与冰川物质平衡变化的相关关系

Tab.2 Correlation coefficients of changes in temperature, precipitation and radiation with glacial mass balance variations over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

气候因子	各气候因子与冰川物质平衡变化的相关系数 R	
	SSP2-4.5	SSP5-8.5
气温	-0.46 **	-0.71 **
降水	0.06	-0.50 **
向下短波辐射	0.34 **	0.38 **
向上短波辐射	0.58 **	0.76 **
向下长波辐射	-0.45 **	-0.70 **
向上长波辐射	-0.41 **	-0.70 **
净短波辐射	-0.17	-0.56 **
净长波辐射	-0.07	-0.48 **
净辐射	-0.23	-0.61 **

注:**表示通过 0.01 显著性检验。

山冰川物质补给减少^[16],叠加温度升高的影响,导致低海拔处冰川快速消融。而由于西风带增强,西喜马拉雅山冬季降水增多抵消部分气温升高引发的



说明:打点区域表示通过 0.01 显著性检验。

图 11 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山气温和降水量变化与冰川物质平衡变化的空间相关关系

Fig. 11 Spatial correlation of changes in temperature and precipitation with glacial mass balance variations over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

物质亏损,造成西喜马拉雅山冰川物质亏损较弱(图 9a)。未来,受气温持续升高的影响,西喜马拉雅山的冰川消融将超过东喜马拉雅山(图 11)。

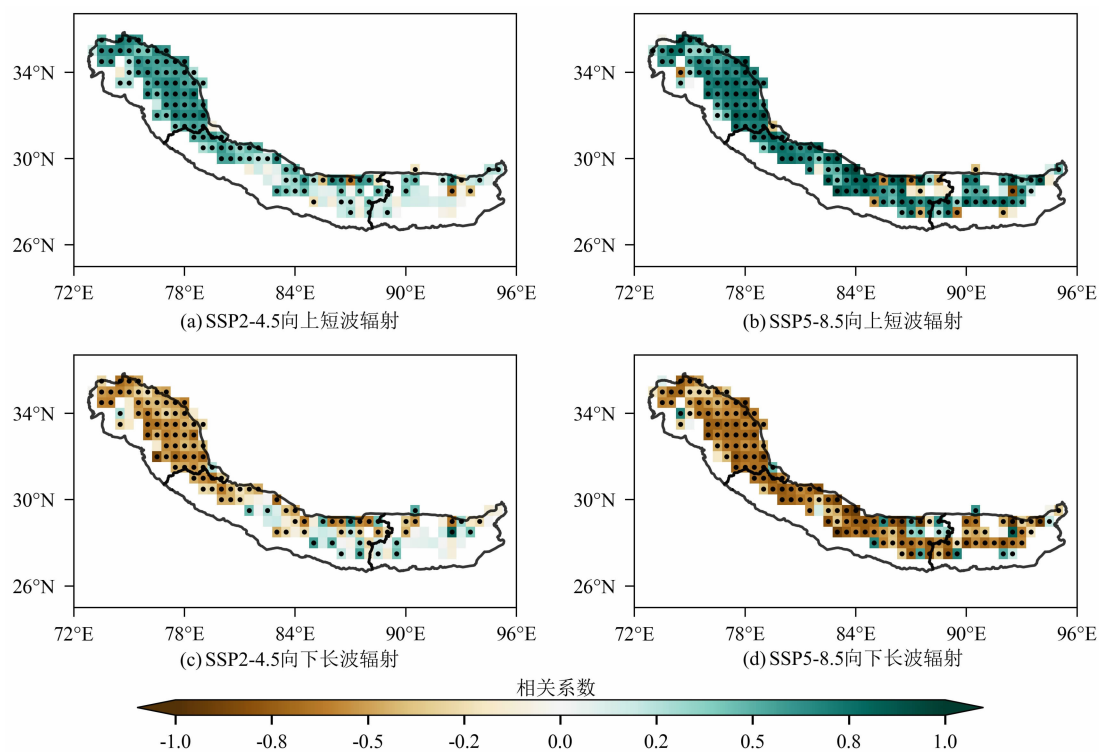
从冰川表面能量收支的角度来看,向上短波辐射的减少和向下长波辐射的增加,是引发冰川表面温度升高并加速冰川消融的关键因素。2000—2100 年向上短波辐射与冰川物质平衡呈现显著正相关(图 12),在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下相关系数分别为 0.58 ($P < 0.01$) 和 0.76 ($P < 0.01$) (表 2),其原因是随着冰川消融,冰川表面沉积物将会持续累积^[34],导致冰川表面反照率下降,冰川表面会吸收更多的短波辐射并加剧冰川消融。同时未来温室效应显著加大将导致大气层对地表的逆辐射增强,进而加速冰川的融化。因此 2000—2100 年向下长波辐射与冰川物质平衡呈现显著负相关(图 12c、12d),在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,相关系数分别为 -0.45 ($P < 0.01$) 和 -0.70 ($P < 0.01$) (表 2)。

尽管气候变化导致冰川负平衡加剧,但面积对气候变化存在滞后效应^[35]。在 SSP2-4.5 和 SSP5-

8.5 情景下,2000—2100 年喜马拉雅山冰川面积大幅缩减,但不同阶段变化速率差异显著(图 8)。在 2000—2030 年,由于冰川流动携带积累区物质向下补给^[10],减缓冰川末端退缩速率,对应冰川面积减小速率也较慢,使得冰川面积变化滞后于升温趋势。在 2030—2070 年,由于冰川物质亏损加剧,冰层厚度持续变薄,积累区面积减小使得向下补给的冰量减少,导致冰川末端加速退缩和面积快速缩减。2070 年以后,随着冰川持续退缩,未消融冰川主要分布在海拔更高、更寒冷的地区,因海拔升高导致的温度下降弱化了全球变暖引起的温度升高幅度对此处冰川的影响,冰川物质平衡达到新的平衡状态,冰川末端退缩减慢,对应的冰川面积变化速率减小。

4.3 冰川退缩的水文效应

当冰川质量亏损达到峰值时,冰川融水径流量同步到达顶点,标志着冰川融水径流拐点的到来,随后径流量将进入持续衰减阶段。该拐点表征着冰川系统从以消融为主导的径流增长期,向受冰川储量限制的径流衰退期的关键转折。21 世纪初期,恒河



说明:打点区域表示通过 0.01 显著性检验。

图 12 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 2000—2100 年喜马拉雅山向上短波和向下长波辐射变化与冰川物质平衡变化的空间相关关系

Fig. 12 Spatial correlation of changes in upward shortwave radiation and downward longwave radiation with glacial mass balance variations over the Himalayas from 2000 to 2100 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

和雅鲁藏布江流域冰川消融强度显著高于印度河流域,加之其冰川本底储量有限,导致冰川径流拐点出现时间较早。印度河流域则因消融滞后,其径流拐点最迟显现。气候情景模拟揭示,SSP5-8.5 情景下冰川径流拐点晚于 SSP2-4.5 情景,这是由于大气变暖加剧会显著提升冰川融化速率,其增幅足以抵消因冰川面积大幅缩减导致的径流量损失,从而延缓拐点到达时间。

冰川系统的动态演变深刻影响着流域水文状况,进而影响下游地区的水资源安全。雅鲁藏布江流域主要依靠降水补给^[5],喜马拉雅山冰川融水对其径流的贡献仅为 7%,在恒河流域则增大到 12%,而在印度河流域约 14% 的径流来自喜马拉雅山的冰川融水^[5]。印度河流域降水集中在冬季,夏季以及早秋释放的冰川融水对于农业灌溉以及生产生活极其重要,因此冰川变化对印度河流域的影响更加显著^[23]。在最初的几十年内,融水径流的增量部分缓冲了水资源需求的增长,但随后径流量将进入持续衰减阶段,未来流域径流机制将更加以雨水为主导^[14],冰川融水对径流年内调节的作用大幅削弱。印度河流域拐点之后旱季(夏秋季)冰川融水径流的减少叠加融雪补给减少会导致流域年内径流变化更加极端^[36-37],增加干旱事件发生的频次^[38-39],且该流域农业用水需求未来持续增加^[14],冰川储备将无法满足不同旱季的需水量^[40],对农业生产造成巨大冲击。而在恒河和雅鲁藏布江流域,夏季冰川加速消融期与季风强降水季节的高度重叠,在冰川融水达到峰值前的临界阶段冰川融水与降水的同时增加将显著提升流域性复合型洪灾的发生概率^[14]。同时冰川的快速退缩会导致次生灾害的发生,如冰湖的溃决^[41]。为应对喜马拉雅山冰川快速退缩引发的各种环境后果,未来需进一步加强观测,特别是通过模型预估建立冰川灾害预警系统,定量化预估冰川动态变化。

5 结论

(1) 经偏差校正的 CMIP6 数据以及 Global PyGEM-OGGM 冰川数据可为区域气候变化与冰川系统演化研究提供可靠支撑。校正后的 CMIP6 多模式数据显著提升了 1961—2014 年喜马拉雅山气候模拟精度(气温偏差/均方根误差: $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}/$

$0.41\text{ }^{\circ}\text{C}$; 降水: $-22.31\text{ mm}/136.55\text{ mm}$),同时 Global PyGEM-OGGM 冰川数据经多源卫星融合数据验证(2000—2019 年)在时空质量变化模拟的相关系数分别达到 0.59($P < 0.01$)和 0.99($P < 0.01$),而均方根误差仅为 0.97 Gt 和 0.002 Gt。

(2) 在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,到本世纪末期喜马拉雅山冰川资源将大幅减少。2000—2100 年喜马拉雅山区域增温速率分别为 $0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.57\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,至世纪末气温较 21 世纪初将累计上升 $2.45\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $5.12\text{ }^{\circ}\text{C}$,驱动冰川面积缩减 70% 和 85%。

(3) 喜马拉雅山冰川消融的空间格局将发生阶段性逆转。2000—2020 年东喜马拉雅山冰川消融最剧烈,而在 2020 年以后由于西喜马拉雅山在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下气温分别以 $0.29\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 、 $0.61\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的趋势升高,导致冰川消融格局从“西慢东快”转为“西快东慢”。

(4) 冰川退缩将直接引起流域径流的时空变化。未来冰川融水径流呈现先增后减的趋势,在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,印度河流域的峰值预计出现相对较晚($2053\text{ a} \pm 12\text{ a}$ 和 $2054\text{ a} \pm 8\text{ a}$),而恒河($2033\text{ a} \pm 7\text{ a}$ 和 $2046\text{ a} \pm 7\text{ a}$)和雅鲁藏布江流域($2031\text{ a} \pm 6\text{ a}$ 和 $2044\text{ a} \pm 8\text{ a}$)的峰值则主要集中于本世纪前半叶。至世纪末,雅鲁藏布江流域冰川径流量将衰减至基准期的 40%。

参考文献 (References)

- [1] 李耀军,丁永建,上官冬辉,等. 1961—2016 年全球变暖背景下冰川物质亏损加速度研究[J]. 中国科学:地球科学, 2021, 51(3): 453—464. [LI Yaojun, DING Yongjian, SHANGGUAN Donghui, et al. Climate-driven acceleration of glacier mass loss on global and regional scales during 1961—2016 [J]. Science China Earth Sciences, 2021, 51(3): 453—464] DOI: 10.1360/N072020-0189
- [2] HUGONNET R, MCNABB R, BERTHIER E, et al. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century [J]. Nature, 2021, 592(7856): 726—731. DOI: 10.1038/s41586-021-03436-z
- [3] LEE E, CARRIVICK J L, QUINCEY D J, et al. Accelerated mass loss of Himalayan glaciers since the Little Ice Age [J]. Scientific Reports, 2021, 11(1): 24284. DOI: 10.1038/s41598-021-03805-8
- [4] YAO Tandong, THOMPSON L, YANG Wei, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and

- surroundings [J]. *Nature Climate Change*, 2012, **2**(9): 663 – 667. DOI: 10.1038/nclimate1580
- [5] LUTZ A F, IMMERZEEL W W, SHRESTHA A B, et al. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation [J]. *Nature Climate Change*, 2014, **4**(7): 587 – 592. DOI: 10.1038/nclimate2237
- [6] HUSS M, HOCK R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss [J]. *Nature Climate Change*, 2018, **8**(2): 135 – 140. DOI: 10.1038/s41558-017-0049-x
- [7] LIU Wenhui, XIE Changwei, ZHAO Lin, et al. Dynamic changes in lakes in the Hoh Xil region before and after the 2011 outburst of Zonag Lake [J]. *Journal of Mountain Science*, 2019, **16**(5): 1098 – 1110. DOI: 10.1007/s11629-018-5085-0
- [8] ALI S, HAIDER R, ABBAS W, et al. Empirical assessment of rockfall and debris flow risk along the Karakoram Highway, Pakistan [J]. *Natural Hazards*, 2021, **106**: 2437 – 2460. DOI: 10.1007/s11069-021-04549-4
- [9] 段克勤, 姚檀栋, 石培宏, 等. 青藏高原东部冰川平衡线高度的模拟及预测[J]. *中国科学: 地球科学*, 2017, **47**(1): 104 – 113. [DUAN Keqin, YAO Tandong, SHI Peihong, et al. Simulation and prediction of equilibrium line altitude of glaciers in the eastern Tibetan Plateau [J]. *Science China Earth Sciences*, 2017, **47**(1): 104 – 113] DOI: 10.1360/N072016-00062
- [10] 段克勤, 石培宏, 何锦屏. 山地冰川变化的数值模拟及其在亚洲高山区的应用[J]. *冰川冻土*, 2022, **44**(3): 753 – 761. [DUAN Keqin, SHI Peihong, HE Jinping. Numerical simulations of mountain glacial changes and its application in Asian High Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2022, **44**(3): 753 – 761] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0074
- [11] ZHAO Hongyu, SU Bo, LEI Huajin, et al. A new projection for glacier mass and runoff changes over High Mountain Asia [J]. *Science Bulletin*, 2023, **68**(1): 43 – 47. DOI: 10.1016/j.scib.2022.12.004
- [12] KRAAIJENBRINK P D A, BIERKENS M F P, LUTZ A F, et al. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers [J]. *Nature*, 2017, **549**(7671): 257 – 260. DOI: 10.1038/nature23878
- [13] MILES E, MCCARTHY M, DEHECQ A, et al. Health and sustainability of glaciers in High Mountain Asia [J]. *Nature Communications*, 2021, **12**(1): 2868. DOI: 10.1038/s41467-021-23073-4
- [14] NIE Yong, PRITCHARD H D, LIU Qiao, et al. Glacial change and hydrological implications in the Himalaya and Karakoram [J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2021, **2**(2): 91 – 106. DOI: 10.1038/s43017-020-00124-w
- [15] 姚檀栋, 邬光剑, 徐柏青, 等. “亚洲水塔”变化与影响[J]. *中国科学院院刊*, 2019, **34**(11): 1203 – 1209. [YAO Tandong, WU Guangjian, XU Baiqing, et al. Asian water tower change and its impacts [J]. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2019, **34**(11): 1203 – 1209] DOI: 10.16418/j.issn.1000-3045.2019.11.003
- [16] FUGGER S, FYFFE C L, FATICHI S, et al. Understanding monsoon controls on the energy and mass balance of glaciers in the Central and Eastern Himalaya [J]. *The Cryosphere*, 2022, **16**(5): 1631 – 1652. DOI: 10.5194/tc-16-1631-2022
- [17] BOLCH T, KULKARNI A, KÄÄB A, et al. The state and fate of Himalayan glaciers [J]. *Science*, 2012, **336**(6079): 310 – 314. DOI: 10.1126/science.1215828
- [18] KÄÄB A, BERTHIER E, NUTH C, et al. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas [J]. *Nature*, 2012, **488**(7412): 495 – 498. DOI: 10.1038/nature11324
- [19] MAURER J M, SCHAEFER J M, RUPPER S, et al. Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years [J]. *Science Advances*, 2019, **5**(6): eaav7266. DOI: 10.1126/sciadv.aav7266
- [20] AZAM M F, KARGEL J S, SHEA J M, et al. Glaciology of the Himalaya-Karakoram [J]. *Science*, 2021, **373**(6557): eabf3668. DOI: 10.1126/science.abf3668
- [21] YAO Tandong, BOLCH T, CHEN Deliang, et al. The imbalance of the Asian water tower [J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2022, **3**(10): 618 – 632. DOI: 10.1038/s43017-022-00299-4
- [22] ROUNCE D R, HOCK R, SHEAN D E. Glacier mass change in High Mountain Asia through 2100 using the open-source python glacier evolution model (PyGEM) [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2020, **7**: 331. DOI: 10.3389/feart.2019.00331
- [23] RGI Consortium. Randolph glacier inventory: A dataset of global glacier outlines: Version 6.0; Technical report [DB]. *Global Land Ice Measurements from Space*, 2017. DOI: 10.7265/4M1F-GD79
- [24] ROUNCE D R, HOCK R, MAUSSION F, et al. Global PyGEM-OGGM glacier projections with RCP and SSP scenarios, version 1 [DB]. *NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*, 2022. DOI: 10.5067/P8BN9V09N5C7
- [25] WOODWARD J, SHARP M, ARENDT A. The influence of superimposed-ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change [J]. *Annals of Glaciology*, 1997, **24**: 186 – 190. DOI: 10.3189/S0260305500012155
- [26] RADÍČ V, HOCK R. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise [J]. *Nature Geoscience*, 2011, **4**(2): 91 – 94. DOI: 10.1038/ngeo1052
- [27] ROUNCE D R, HOCK R, MAUSSION F, et al. Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters [J]. *Science*, 2023, **379**(6627): 78 – 83. DOI: 10.1126/science.abo1324
- [28] ROUNCE D R, HOCK R, MCNABB R W, et al. Distributed global debris thickness estimates reveal debris significantly impacts

- glacier mass balance [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, **48**: e2020GL091311. DOI: 10.1029/2020GL091311
- [29] WANG Shengjie, ZHANG Mingjun, PEPIN N C, et al. Recent changes in freezing level heights in High Asia and their impact on glacier changes [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, **119** (4): 1753 – 1765. DOI: 10.1002/2013JD020490
- [30] 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 21 世纪亚洲高山区冰川平衡线高度变化及冰川演化趋势[J]. *中国科学: 地球科学*, 2022, **52**(8): 1603 – 1612. [DUAN Keqin, YAO Tandong, WANG Ninglian, et al. Changes in equilibrium-line altitude and implications for glacier evolution in the Asian high mountains in the 21st century [J]. *Science China Earth Sciences*, 2022, **52**(8): 1603 – 1612] DOI: 10.1360/SST e – 2021 – 0330
- [31] HUANG Lei, HOCK R, LI Xin, et al. Winter accumulation drives the spatial variations in glacier mass balance in High Mountain Asia [J]. *Science Bulletin*, 2022, **67**(19): 1967 – 1970. DOI: 10.1016/j.scib.2022.08.019
- [32] KRAAIJENBRINK P D A, STIGTER E E, YAO Tandong, et al. Climate change decisive for Asia's snow meltwater supply [J]. *Nature Climate Change*, 2021, **11** (7): 591 – 597. DOI: 10.1038/s41558 – 021 – 01074 – x
- [33] JOUBERTON A, SHAW T E, MILES E, et al. Warming-induced monsoon precipitation phase change intensifies glacier mass loss in the southeastern Tibetan Plateau [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2022, **119**(37): e2109796119. DOI: 10.1073/pnas.2109796119
- [34] SCHERLER D, WULF H, GORELICK N. Global assessment of supraglacial debris cover extents [J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, **45** (21): 11798 – 11805. DOI: 10.1029/2018GL080158
- [35] AZAM M F, WAGNON P, BERTHIER E, et al. Review of the status and mass changes of Himalayan-Karakoram glaciers [J]. *Journal of Glaciology*, 2018, **64**(243): 61 – 74. DOI: 10.1017/jog.2017.86
- [36] LIAQAT M U, RANZI R. Distributed modelling of snow and ice melt in the Naltar Catchment, Upper Indus Basin [J]. *Journal of Hydrology*, 2024, **643**: 131935. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2024.131935
- [37] HAN Juntai, LIU Ziwei, WOODS R, et al. Streamflow seasonality in a snow-dwindling world [J]. *Nature*, 2024, **629** (8014): 1075 – 1081. DOI: 10.1038/s41586 – 024 – 07299 – y
- [38] HIRABAYASHI Y, KANAE S, EMORI S, et al. Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate [J]. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 2008, **53**(4): 754 – 772. DOI: 10.1623/hysj.53.4.754
- [39] WEN Shanshan, WANG Anqian, TAO Hui, et al. Population exposed to drought under the 1.5 C and 2.0 C warming in the Indus River Basin [J]. *Atmospheric Research*, 2019, **218**: 296 – 305. DOI: 10.1016/j.atmosres.2018.12.003
- [40] IMMERZEEL W W, VAN BEEK L P H, BIERKENS M F P. Climate change will affect the Asian water towers [J]. *Science*, 2010, **328** (5984): 1382 – 1385. DOI: 10.1126/science.1183188
- [41] NIE Yong, DENG Qian, PRITCHARD H D, et al. Glacial lake outburst floods threaten Asia's infrastructure [J]. *Science Bulletin*, 2023, **68** (13): 1361 – 1365. DOI: 10.1016/j.scib.2023.05.035

Glacier Changes and Resulting Hydrological Consequences in the Himalayas (2000 – 2100)

JIANG Jiajia, DUAN Keqin^{*}, WANG Qiong, HE Jinping, DOU Mingyu, LI Chaogang

(*School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China*)

Abstract: The Himalayas have the largest mountain glacier concentration in the mid-low latitudes, where glacial meltwater predominately governs the water resource security of South Asia. Under global warming, the Himalayan glaciers exhibit spatially heterogeneous responses, yet their glaciological trajectories and associated hydrological consequences for the 21st century remained insufficiently quantified.

In this study, it integrated bias-corrected CMIP6 climate dataset with an improved Global PyGEM-OGGM model, incorporating glacier dynamics and supraglacial debris thermodynamic effects, to project multi-parameter

responses (temperature, precipitation, glacier area, mass balance and runoff) of the Himalayan cryosphere under the scenarios of SSP2-4.5/SSP5-8.5 from 2000 to 2100.

(1) The delta bias-corrected CMIP6 multi-model ensemble data demonstrated significant improvements in climate simulation accuracy over the Himalayas during 1961–2014, achieving marked reductions in simulation errors for temperature (bias: $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$, RMSE: $0.41\text{ }^{\circ}\text{C}$) and precipitation (bias: -22.31 mm , RMSE: 136.55 mm). Concurrently, the Global PyGEM-OGGM data, validated using multi-source satellite fusion data (2000–2019), exhibited exceptional performance in spatiotemporal simulations of glacier mass changes, with correlation coefficients of 0.59 and 0.99 and RMSE of 0.97 Gt and 0.002 Gt, respectively. These results collectively confirm that both datasets provide robust data support for regional climate change studies and glacier evolution investigations.

(2) Regional warming rates of $0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP2-4.5) and $0.57\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP5-8.5) drive cumulative temperature rises of $2.45\text{ }^{\circ}\text{C}/5.12\text{ }^{\circ}\text{C}$ by the end of the 21st century relative to the early 21st century, triggering glacier area losses of 70%/85% and accelerating mass balance deficits.

(3) A phased reversal in ablation patterns emerges. In eastern Himalayas glacier mass loss dominates during 2000–2020, while post-2020, western Himalayas is expected to surpass the eastern counterparts under intensified warming ($0.29\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP2-4.5) and $0.61\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (SSP5-8.5)).

(4) Transboundary basins exhibit heterogeneous runoff responses, all following a trajectory of initial increase followed by decrease. Peak meltwater discharge in the Indus River basin occurs at $2053\text{ a} \pm 12\text{ a}$ (SSP2-4.5) and $2054\text{ a} \pm 8\text{ a}$ (SSP5-8.5), whereas smaller glaciers in the Ganges River and the Yarlung Zangbo River basins show earlier peaks: $2033\text{ a} \pm 7\text{ a}$ (SSP2-4.5)/ $2046\text{ a} \pm 7\text{ a}$ (SSP5-8.5) and $2031\text{ a} \pm 6\text{ a}$ (SSP2-4.5)/ $2044\text{ a} \pm 8\text{ a}$ (SSP5-8.5), respectively. By the end of the 21st century, the Yarlung Zangbo River's glacial runoff will decline to 40% of the baseline period (2000–2009).

This study establishes a pattern of glacier change in the Himalayas in the 21st century, which can provide a decision-making benchmark for the collaborative management of cross-border water resources and the formulation of regional climate adaptation strategies.

Key words: glacier changes; hydrological consequence; CMIP6; the Himalayas

(责任编辑 朱颖彦 钟雨倩)