

喜马拉雅山冰川坡度变化研究

李天雅, 王玉哲, 怀保娟, 安红敏, 王 磊, 孙维君

(山东师范大学地理与环境学院, 山东 济南 250358)

摘要:基于 SRTM DEM 和 TanDEM-X 90 m DEM 两期数字高程模型数据, 分析了喜马拉雅山冰川坡度的时空变化, 揭示了表碛覆盖、冰前湖发育和冰面湖扩张对冰川坡度变化的影响。结果表明: 喜马拉雅山冰川坡度变化呈现显著的空间异质性; 21 世纪以来, 冰川整体以坡度变缓为主, 但局部区域坡度变陡幅度更为显著, 其中以中喜马拉雅山变化最为剧烈; 表碛覆盖型冰川的下游坡度显著低于非表碛覆盖型冰川, 且区域间差异明显; 冰前湖的发育阶段对坡度变化影响显著, 东喜马拉雅山冰前湖已进入成熟期, 坡度变化趋于稳定, 中、西喜马拉雅山冰前湖仍处于早期发育阶段, 坡度变化更接近陆地接触型冰川; 冰面湖主要发育于坡度较缓的下游区域, 表碛覆盖为其形成提供了有利条件, 而坡度变缓进一步推动了冰面湖的扩张。

关键词:坡度变化; 喜马拉雅山冰川; 表碛覆盖型冰川; 湖泊接触型冰川; 冰面湖

中图分类号: K903

文献标志码: A

文章编号: 1004-6933(2025)06-0227-12

Research on slope changes of glaciers in the Himalayas//LI Tianya, WANG Yuzhe, HUAI Baojuan, AN Hongmin, WANG Lei, SUN Weijun(*College of Geography and Environment, Shandong Normal University, Jinan 250358, China*)

Abstract: Based on two digital elevation models (SRTM DEM and TanDEM-X 90 m DEM), the spatiotemporal changes in the slope of glaciers in the Himalayas were analyzed, revealing the influences of moraine coverage, proglacial lake development, and supraglacial lake expansion on slope changes. The results show that the slope changes of glaciers in the Himalayas exhibit significant spatial heterogeneity. Since the 21st century, the overall slope of glaciers has become gentler, but in some local areas, the slope has become steeper, with the Central Himalayas experiencing the most dramatic changes. The downstream slope of moraine-covered glaciers is significantly lower than that of non-moraine-covered glaciers, and the regional differences are obvious. The development stage of proglacial lakes has a significant impact on slope changes: proglacial lakes in the Eastern Himalayas have entered the mature stage, and the slope changes tend to be stable; proglacial lakes in the Central and Western Himalayas are still in the early development stage, and the slope changes are closer to those of land-contact glaciers. Supraglacial lakes mainly develop in the gentler downstream areas, and moraine coverage provides favorable conditions for their formation, while the gentler slope further promotes the expansion of supraglacial lakes.

Key words: slope change; Himalayan glacier; debris-covered glacier; lake-terminating glacier; supraglacial lake

喜马拉雅山是除极地以外全球冰川分布最为集中的区域^[1-2], 其冰川融水是印度河、恒河和雅鲁藏布江等重要河流的源头, 支撑着周边地区的生活、农业灌溉及工业用水需求^[3-6]。在全球气候变暖的背景下, 喜马拉雅山冰川加速退缩, 其 21 世纪初的冰物质损失率达 20 世纪末的 2 倍, 使冰川这一重要区域性固态水资源面临严峻挑战^[7-10]。气候变暖直接加剧喜马拉雅山冰川的减薄和消融, 冰川通过动力调整改变其几何形态来响应气候变化, 而冰川坡度

变化是冰川几何形态变化的重要特征。

冰川坡度是影响冰体变形运动的关键因素, 通常坡度越大, 驱动力越强, 冰体形变与冰川流速也越快。冰川坡度对冰下水文过程起着决定性作用, 控制了冰床的水势梯度, 影响其底部滑动, 进而改变了冰川的整体运动速度^[11]。冰川坡度变化还会影响冰面微地貌和融水路径的形成, 地形变陡利于融水排出, 变缓和凹陷区域则易导致融水汇集形成冰面湖, 进而影响冰面消融与底部滑动。因此, 研究喜马

基金项目:国家自然科学基金面上项目(42271134); 山东省泰山学者项目(tsgn202312158)

作者简介:李天雅(1999—), 女, 硕士, 主要从事冰川变化评估研究。E-mail: litianya@stu.sdnu.edu.cn

通信作者:王玉哲(1987—), 男, 副教授, 博士, 主要从事冰川动力学数值模拟研究。E-mail: wangyuzhe@sdnu.edu.cn

拉雅山冰川坡度的变化,不仅有助于深入理解该区域冰川对气候变化的动态响应过程,还能揭示其对冰川其他物理过程的影响。

喜马拉雅山冰川受复杂地形、地质、气候条件以及广阔地理跨度的影响,冰川类型多样,空间异质性显著。喜马拉雅山是全球表碛覆盖最广泛、发育最成熟的冰川区之一,表碛覆盖面积占冰川总面积的13%以上,且呈持续扩张趋势^[12-13]。表碛覆盖对冰川消融具有双重影响,该影响取决于其覆盖厚度。表碛层较厚时,其隔热作用可有效减缓下覆冰体的消融,甚至使冰川表面趋于稳定或停滞;当表碛层较薄(仅数厘米)时,则会通过降低冰面反照率而增强消融速率^[14]。因此,系统对比表碛覆盖型与非表碛覆盖型冰川坡度的变化,不仅有助于深入认识表碛覆盖对冰川表面高程变化的调控机制,还能揭示喜马拉雅山不同区域表碛覆盖冰川的表面变化特征及其对气候变暖的异质性响应。

喜马拉雅山冰川在全新世晚期及小冰期的推进过程中,于末端及两侧堆积形成了终碛垄与侧碛垄^[15]。随着气候变暖,冰川持续退缩,这些冰碛垄作为天然坝体拦截储存冰川融水,推动了冰前湖的形成与扩张。冰前湖的存在削弱了冰川前端的陆地支撑,导致冰川流速加快;同时通过湖泊传热、湖水循环等过程加剧冰川崩解与水下消融,改变了冰川末端的物质平衡,进而影响了冰川的几何形态,导致冰川上、下游坡度的变化^[16-17]。

近年来,受气候变暖的影响,喜马拉雅山冰前湖快速扩张,湖泊数量和面积均呈显著增长趋势^[18-21]。冰前湖的扩张使冰川前端进一步侵入湖泊,该类冰川被定义为湖泊接触型冰川。相较于陆地接触型冰川,湖泊接触型冰川的物质平衡亏损更为显著,冰前湖的存在加剧了冰川末端的消融,进一步加速了喜马拉雅山冰川的物质损耗^[22]。

与此同时,喜马拉雅山冰面湖也呈现出广泛且快速的发育趋势,冰面湖虽然面积较小,但已表现出空间连通特征,这是其向较大冰面湖演化的前兆^[23-24]。冰面湖发育与冰面微地形及其变化密切相关,包括表碛物分布和冰川坡度的变化。

因此,系统对比湖泊接触型与陆地接触型冰川的坡度变化,有助于揭示冰前湖对冰面高程变化的影响及其在喜马拉雅山不同区域的空间差异;进一步分析冰面湖发育与冰川坡度变化的关系,将有助于深刻理解冰面水文过程及其对未来冰面消融的影响^[25]。

本文利用 SRTM DEM(简称 SRTM)和 TanDEM-X 90 m DEM(简称 TanDEM-90)两期数字高程模型数据,提取 21 世纪以来喜马拉雅山的冰川坡度变

化,系统揭示其坡度的空间分布特征及时空变化规律。相较于以往侧重喜马拉雅山冰川面积与高程变化的研究,本文聚焦于喜马拉雅山冰川坡度的变化,综合分析其与表碛覆盖、冰前湖及冰面湖发育的相互关系,探索其不同冰川类型与区域的响应差异,并进一步探讨了冰川坡度变化对冰面湖发育的潜在调控机制。

1 研究区概况

喜马拉雅山位于青藏高原西南缘,东西绵延超过 2 000 km,南北宽 200~350 km,横跨中国、巴基斯坦、印度、尼泊尔和不丹等国家,分为东、中、西三部分(图 1)。喜马拉雅山独特的地形和气候条件,孕育了世界低纬度地区最大的冰川作用中心,发育冰川超过 36 000 条,冰川覆盖面积约 22 800 km²^[26]。冰川发育受复杂的区域性气候调控^[27],西喜马拉雅山冰川主要受西风带影响,冬季为主要积累期^[28];东、中喜马拉雅山冰川则主要受印度季风控制,以夏季降水为主,属于夏季积累型冰川^[26]。

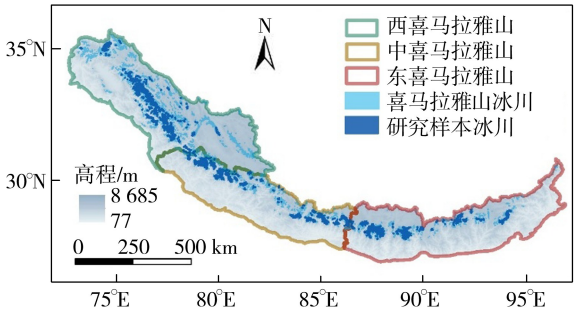


图 1 喜马拉雅山分区及冰川分布

Fig. 1 Division of the Himalayas and distribution of glaciers

喜马拉雅山冰川表面普遍覆盖表碛物,约 70% 的冰川属于表碛覆盖型,表碛物厚度介于数厘米至数米之间。在冰川前缘凹陷地形中,受终碛、侧碛和死冰等组成坝体的影响,加上冰川融水的补给,喜马拉雅山冰川末端广泛发育冰湖^[29]。此外,冰川表面还广泛分布着融池,部分小型融池会进一步连通,逐渐发展为规模较大的冰面湖^[30-31]。

本文筛选了面积大于 3 km² 的喜马拉雅山冰川,同时剔除了研究区内的跃动冰川及缺失遥感冰面流速数据的冰川,最终确定 1 045 条冰川作为样本开展研究。其中西、中、东喜马拉雅山冰川分别为 448、312、285 条,占冰川总数的 43%、30%、27%。

2 数据与方法

为计算和分析喜马拉雅山冰川表面坡度变化,本文基于多源遥感和地理信息数据(表 1),通过

表 1 多源遥感和地理信息数据

Table 1 Multi-source remote sensing and geographic information data

数据集	时间范围	空间分辨率	数据源
SRTM	2000 年	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov
TanDEM-90	2015—2018 年	90 m	https://earth.esa.int/eogateway
全球冰川高程变化	2000—2020 年	100 m	文献[32]
ITS_LIVE 冰川表面流速	2000—2018 年	240 m	https://its-live.jpl.nasa.gov
RGI 6.0 冰川编目	2017 年	矢量	http://www.ncdc.ac.cn
冰川中流线	2017 年	矢量	https://cluster.klima.uni-bremen.de
亚洲高山跃动冰川	1986—2021 年	矢量	文献[33]
全球冰川表碛覆盖	2018 年	矢量	文献[34]
亚洲高山冰湖编目	1990—2018 年	矢量	文献[19]
喜马拉雅冰面湖	2000—2020 年	矢量	文献[35]

SRTM 和 TanDEM-90 两期数字高程模型数据,计算冰川坡度,对比不同类型冰川坡度的变化特征及其空间差异。

2.1 研究数据

SRTM(shuttle radar topography mission, 航天飞机雷达地形测绘任务)由美国国家航空航天局与美国国家地理空间情报局联合发起,于 2000 年 2 月搭载“奋进号”航天飞机发射升空。该任务基于 InSAR 测量技术,生成了覆盖 60°N 至 56°S 的区域、约占地球陆地表面积 80%的 DEM 数据^[36]。本文采用 SRTMGL1(SRTM Global 1 arc-second, SRTM 的全球 1 弧秒分辨率数字高程模型)第 3 版本 DEM 数据,该版本通过融合 ASTER、GMTED2010 等其他 DEM 数据,填补了原始 SRTM 数据中的空洞,提升了数据完整性,空间分辨率达 30 m^[37]。

TanDEM-90 是德国宇航中心研发的全球高精度地形数据产品,基于 TanDEM-X 任务获取的雷达观测数据生成。该任务由两颗几乎相同的卫星构成,通过 InSAR 测量技术获取了 2010—2015 年的全球地表数字高程信息,并于 2016 年发布全球统一的高精度 DEM 产品,其空间分辨率为 90 m,绝对高度误差±1 m^[38]。

为了获取喜马拉雅山冰川高程变化特征,采用 Hugonnet 等^[32]发布的全球冰川高程变化数据产品。该产品充分利用 2000—2020 年的 ASTER 光学立体影像库,结合现代光学摄影测量技术生成 DEM。通过计算不同时间点 DEM 的差值,并采用统计方法计算出冰面高程变化量。该数据产品涵盖 2000—2004 年、2005—2009 年等多个时段的高程变化信息,本文选取其中 2000—2018 年的高程变化数据开展分析。

冰川表面流速数据源自美国国家航空航天局研发的 ITS_LIVE(跨任务陆地冰体速度与高程时间序列,inter-mission time series of land ice velocity and elevation)数据产品,该产品以 Landsat 4、5、7、8 系列

卫星影像为基础,通过特征追踪算法生成。本文采用该产品中 2000—2018 年全球冰川区逐年平均表面流速数据。

利用 Scherler 等^[34]发布的全球冰川表碛覆盖数据集,用以判定研究区冰川是否为表碛覆盖型。该数据集以 2013—2017 年 Landsat 8、2015—2017 年 Sentinel-2 光学遥感影像为数据源,采用光谱波段组合算法,通过设定合理阈值区分雪冰和表碛物。

借助 Wang 等^[19]提供的亚洲高山冰湖编目数据集,判断冰川末端是否与湖泊接触。该编目以冰川编目数据及 Landsat 光学遥感影像为基础,采用人工目视解译方法,结合归一化水体指数(normalized difference water index, NDWI)及谷歌地球影像,获取了 1990 年和 2018 年两期亚洲高山区冰湖的边界数据。

喜马拉雅山冰川坡度变化与冰面湖演变的关系研究采用 Zhang 等^[35]发布的喜马拉雅山冰面湖数据集。该数据集基于 Landsat 遥感影像对喜马拉雅山冰川湖泊开展了系统性调查,绘制了喜马拉雅山 1990 年、2000 年、2010 年、2015 年和 2020 年的冰川湖泊边界。

依据 Guo 等^[33]发布的亚洲高山跃动冰川数据集,剔除研究区的跃动冰川样本;冰川中流线数据则基于 RGI 6.0 冰川编目、经 OGGM 模型计算得到。

2.2 研究方法

2.2.1 冰川坡度计算

为确保不同数据源坡度计算结果的可比性,借助地理空间数据抽象库(geospatial data abstraction library, GDAL)对 SRTM 和 TanDEM-90 两期数字高程模型数据进行一致化预处理。①将两种 DEM 数据统一投影至同一坐标参考系,消除因投影方式差异导致的空间偏移误差;②采用双线性插值法将 TanDEM-90 数据重采样至与 SRTM 相同的 30 m 空间分辨率,确保坡度计算空间精度的一致性;③利用 GDAL 地形分析模块分别生成两期坡度栅格数据,

并通过双线性内插法提取沿冰川中流线分布的坡度序列,为抑制局部地形异常或数据噪声对坡度计算结果的影响,对提取的坡度序列进行平滑处理;④根据各冰川的中位高程,将每条冰川划分为上游区(中位高程以上)和下游区(中位高程以下),分别计算两个区域的平均坡度,以分析不同冰川区域坡度变化的空间特征。

冰川中位高程通常与物质平衡线高度相近,可较好地表征冰川的空间结构与动态特征,且在不同冰川间具有良好的稳定性,适用于区域尺度的冰川对比分析^[39-40]。

2.2.2 冰川高程变化、流速和冰面湖数据提取

为了分析喜马拉雅山冰川坡度变化与高程、冰面流速变化之间的关系,采用双线性内插法提取沿冰川中流线 2000—2018 年的高程变化数据及其逐年冰川表面流速数据。鉴于 ITS_LIVE 冰川表面流速数据与全球冰川高程变化数据空间分辨率相对较低,若重采样至 DEM 的 30 m 分辨率可能引入虚假精度,故直接采用双线性内插法提取中流线上的属性值,以确保数据应用的真实性和稳定性。同时,基于 2000 年、2015 年和 2020 年的冰面湖数据集,统计新增冰面湖的数量及其分布特征,分析冰面湖面积变化与坡度变化的关系。

2.2.3 冰川类型划分

依据表碛覆盖面积占比是否大于 7% 的判定标准^[13],将研究区冰川划分为表碛覆盖型和非表碛覆盖型两类。利用 Scherler 等^[34] 的全球冰川表碛覆盖数据集,结合 RGI 6.0 冰川编目数据,计算研究区样本冰川的表碛覆盖面积占比,并根据设定的阈值进行冰川类型划分。结果表明,研究区共有 740 条表碛覆盖型冰川、305 条非表碛覆盖型冰川。

根据冰川末端是否与冰湖接触,将喜马拉雅山冰川划分为湖泊接触型和陆地接触型两类。先结合冰湖和冰川编目数据为冰川轮廓边界生成 10 m 缓冲区,以确保冰湖与冰川末端区域的空间重叠;然后提取冰川末端最低海拔处的 5 个特征节点,判断其是否落入冰湖边界范围,若至少 1 个节点位于冰湖范围,即判定该冰川为湖泊接触型冰川。

为提升分类结果的准确性,进一步下载了 2020—2025 年的 Landsat 遥感影像,对初步筛选结果进行目视解译验证。最终确认研究区共有 73 条湖泊接触型冰川,占研究冰川总数的 7%;其余 972 条为陆地接触型冰川,占总数的 93%。

3 结果与分析

鉴于喜马拉雅山冰川类型多样、分布高度非均

质,且地形复杂多变,为提升区域尺度冰川坡度变化分析的系统性与可比性,采用 0.3° 网格单元对坡度变化数据进行统计汇总。一方面,该网格尺度能够在保持空间分辨能力的前提下,平滑由单条冰川个体差异引发的随机波动,更精准地揭示区域冰川坡度变化的主导趋势;另一方面,网格化统计方法有助于客观表征不同地理区域的空间差异特征,为冰川类型对比分析搭建统一的空间框架,进而提升研究结果的代表性与可解释性。

3.1 喜马拉雅山冰川坡度变化的整体特征

3.1.1 空间分布特征

图 2 为基于 TanDEM-90 数据提取的喜马拉雅山冰川中位高程及其上游和下游坡度的空间分布特征。可见,喜马拉雅山冰川的中位高程范围为 3 500~6 000 m,平均值为 5 187 m,其中,东喜马拉雅山冰川的中位高程最高,为 5 446 m;西喜马拉雅山最低,为 4 847 m,北坡冰川的中位高程显著高于南坡,差值约 55 m(图 2(a))。不同区域的冰川坡度差异明显,中喜马拉雅山冰川的平均坡度最高,为 19.1°,西喜马拉雅山最低,为 13.3°,东喜马拉雅山为 16.1°,介于两者之间(图 2(b))。喜马拉雅山南坡和北坡冰川的平均坡度接近,约为 16.3°。

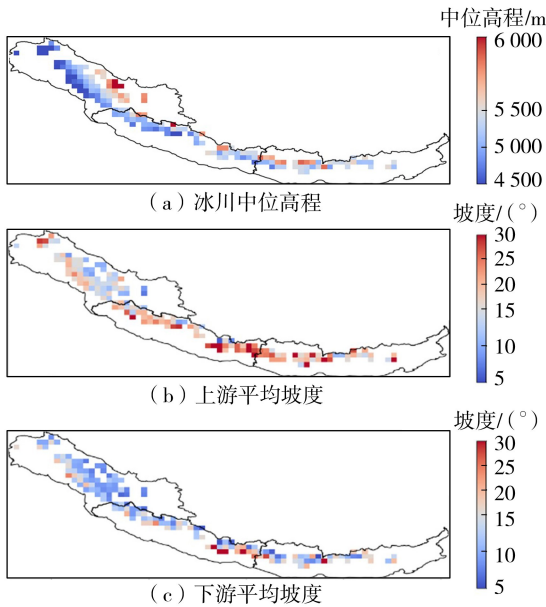


图 2 喜马拉雅山冰川中位高程和表面坡度空间分布
Fig. 2 Spatial distribution of median altitude and surface slope of glaciers in the Himalayas

从冰川的上游和下游来看,上游平均坡度为 19.2°,显著高于下游的 13.1°(图 2(b)(c))。不同区域冰川的上、下游坡度特征也存在显著差异,中喜马拉雅山冰川上、下游的平均坡度均为最大,上游坡度达 22.0°,下游坡度为 16.2°;相比之下,西喜马拉雅山冰川的上、下游平均坡度最小,上游为 15.6°,

下游为 11.6°。东喜马拉雅山冰川的上、下游坡度差异最大,达 7.7°,呈上游坡陡、下游坡缓的特征。西喜马拉雅山冰川的上游、下游坡度差异最小,仅为 4.0°,反映其坡度变化较为平缓。

3.1.2 空间变化特征

自 21 世纪以来,喜马拉雅山冰川的坡度发生了显著变化,见图 3。总体来看,冰川坡度以变缓为主(坡度变化为负值),其中 57.7%的冰川上游坡度呈变缓趋势(图 3(a)),而下游坡度变缓的冰川比例更高,达 65.8%(图 3(b))。相比于坡度变缓的冰川,虽然坡度变陡(坡度变化为正值)的冰川条数所占比例较低,但其变陡的幅度显著大于变缓的幅度,上游变陡冰川的平均坡度为 2.7°,而变缓冰川的平均坡度变化为-1.4°;下游变陡的冰川平均坡度为 4.5°,而变缓冰川的平均坡度变化为-1.2°。

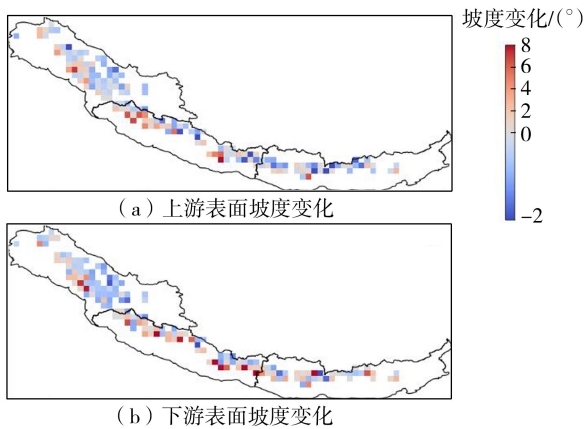


图 3 喜马拉雅山冰川表面坡度变化空间分布
Fig. 3 Spatial distribution of surface slope changes of glaciers in the Himalayas

喜马拉雅山冰川坡度变化不仅在上游和下游存在显著差异,在空间分布上也表现出明显的区域特征。上游坡度变陡的冰川主要集中在西喜马拉雅山与中喜马拉雅山,而下游坡度变陡的冰川则以中喜马拉雅山为主要分布区;上游与下游坡度均减缓的冰川在西喜马拉雅山的占比最高。

在中喜马拉雅山地区,坡度变陡与变缓的冰川数量基本相当,上游变陡冰川的平均坡度增幅约 4.0°,变缓冰川平均减小 1.7°;下游变陡冰川的平均坡度增幅约 5.9°,变缓的冰川则平均减小 1.5°。可见中喜马拉雅山冰川坡度的增减变化幅度均显著高于西喜马拉雅山与东喜马拉雅山。

相比之下,西喜马拉雅山与东喜马拉雅山冰川坡度变化以减缓为主。西喜马拉雅山上游坡度减缓的冰川条数占总数的 60.3%,东喜马拉雅山为 65.3%;下游坡度变化方面,西喜马拉雅山 76.6%的冰川下游坡度呈减缓趋势,东喜马拉雅山该比例

为 61.8%,二者均显著高于中喜马拉雅山的 54.2%。

3.1.3 不同表碛覆盖类型冰川坡度变化特征

喜马拉雅山非表碛覆盖型冰川的平均坡度上、下游分别为 18.2°和 14.4°;表碛覆盖型冰川的上游平均坡度略大,达 18.9°,而下游平均坡度明显变缓,为 12.2°。表碛覆盖型冰川上、下游之间的坡度差异明显大于非表碛覆盖型冰川。其中,东喜马拉雅山表碛覆盖型冰川上、下游坡度差最大,可达 8.7°,而西喜马拉雅山非表碛覆盖型冰川上、下游坡度差最小,仅 0.9°。

图 4 为喜马拉雅山表碛覆盖型和非表碛覆盖型冰川上、下游坡度变化。总体来看,无论何种冰川类型,坡度变缓的冰川数量均多于坡度变陡的数量,但坡度增大的幅度显著高于减小的幅度。从上游坡度变化来看(图 4(a)(c)),在西喜马拉雅山,表碛覆盖型冰川发生坡度变陡的数量和幅度均大于非表碛覆盖型冰川,而两类冰川坡度变缓的平均变化幅度相近且较低,约为-0.9°。在中喜马拉雅山,两类冰川的坡度减缓幅度基本相当;然而,表碛覆盖型冰川中有 57%呈坡度变陡趋势,平均增幅为 3.8°,而非表碛覆盖型冰川虽然变陡比例较低,但其坡度增幅更高,平均值达 4.3°。在东喜马拉雅山,非表碛覆盖型冰川的坡度变缓比例和幅度均显著高于表碛覆盖型冰川;而表碛覆盖型冰川有 41%出现坡度变陡现象,且其变陡幅度显著高于非表碛覆盖型冰川。

从下游坡度变化特征来看(图 4(b)(d)),表碛覆盖型与非表碛覆盖型冰川的变化差异显著大于上游区域。西喜马拉雅山表碛覆盖型冰川以坡度变缓为主,且变缓幅度大于非表碛覆盖型冰川;非表碛覆盖型冰川中仅少数变陡,多数变化幅度较小。中喜马拉雅山表碛覆盖型冰川中坡度变陡占比达 43%,平均增幅为 6.7°,显著高于非表碛覆盖型冰川的 4.2°;两类冰川的变缓幅度均小于变陡幅度。东喜马拉雅山非表碛覆盖型冰川坡度变化较小,整体较为稳定;表碛覆盖型冰川中变陡的平均增幅为 5.0°,虽显著高于非表碛覆盖型冰川,但低于西、中喜马拉雅山的表碛覆盖型冰川。

对比冰川上、下游坡度的变化特征,喜马拉雅山三大区域中,表碛覆盖型冰川下游坡度变陡幅度均略高于上游,且该差异在中喜马拉雅山最为突出。非表碛覆盖型冰川在中、东喜马拉雅山的上、下游坡度变化差异较小;而西喜马拉雅山下坡度变陡幅度显著高于上游。

3.1.4 不同末端接触类型冰川坡度变化特征

喜马拉雅山湖泊接触型冰川数量较少,其中,

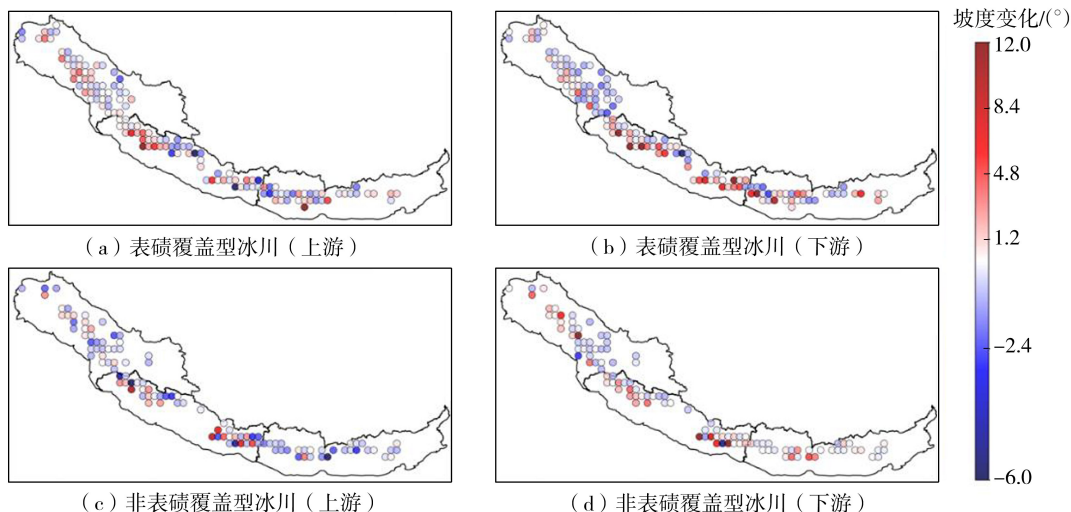


图 4 喜马拉雅山表碛覆盖型冰川与非表碛覆盖型冰川表面坡度变化

Fig. 4 Surface slope changes of debris-covered and debris-free glaciers in the Himalayas

63%的湖泊接触型冰川分布在东喜马拉雅山,西、中喜马拉雅山分别占 18%和 19%。相比之下,陆地接触型冰川占绝大多数,其坡度变化趋势与喜马拉雅山冰川总体变化趋势相似,本文重点关注其与湖泊接触型冰川坡度变化的差异(图 5)。

喜马拉雅山区湖泊接触型冰川的上游平均坡度为 20.5° ,在所有冰川类型中最为陡峭;下游平均坡度为 10.5° ,为所有冰川类型中最平缓。二者上、下游平均坡度差值接近于 10° ,显著大于陆地接触型冰川的 5.6° 。喜马拉雅山湖泊接触型冰川上、下游坡度变化总体呈现变缓趋势(图 5(a)(b)),仅东、中喜马拉雅山有少数冰川呈轻微变陡趋势,但幅度较小。相比之下,陆地接触型冰川坡度变化的方差较大(图 5(c)(d)),既有上、下游坡度显著变缓的冰川,也有坡度显著变陡的冰川,同时存在坡度变化较小的冰川。与陆地接触型冰川不同,湖泊接触型

冰川坡度变化方差较小,多数冰川坡度变缓或保持稳定。以湖泊接触型冰川分布最为密集的东西喜马拉雅山为例,该区域两类冰川的坡度变缓幅度相近,但坡度变陡的湖泊接触型冰川,其坡度增幅显著小于陆地接触型冰川。

3.2 喜马拉雅山冰川坡度变化与冰面湖发育

21 世纪以来,喜马拉雅山的冰面湖数量与面积呈现快速扩大趋势(图 6(a))。2000 年,喜马拉雅山共有 42 条冰川上分布着 98 个冰面湖,总面积为 1.91 km^2 ;截至 2020 年,冰面湖数量增至 183 个,分布于 74 条冰川之上,总面积扩展至 5.95 km^2 。新增冰面湖主要集中在中喜马拉雅山与东喜马拉雅山的交界区域,而 2000 年已存在的冰面湖多数呈现面积扩大特征,仅少数冰面湖消失。

喜马拉雅山的冰面湖主要分布于冰川中位高程以下的区域,平均海拔较冰川中位高程低约 201 m。

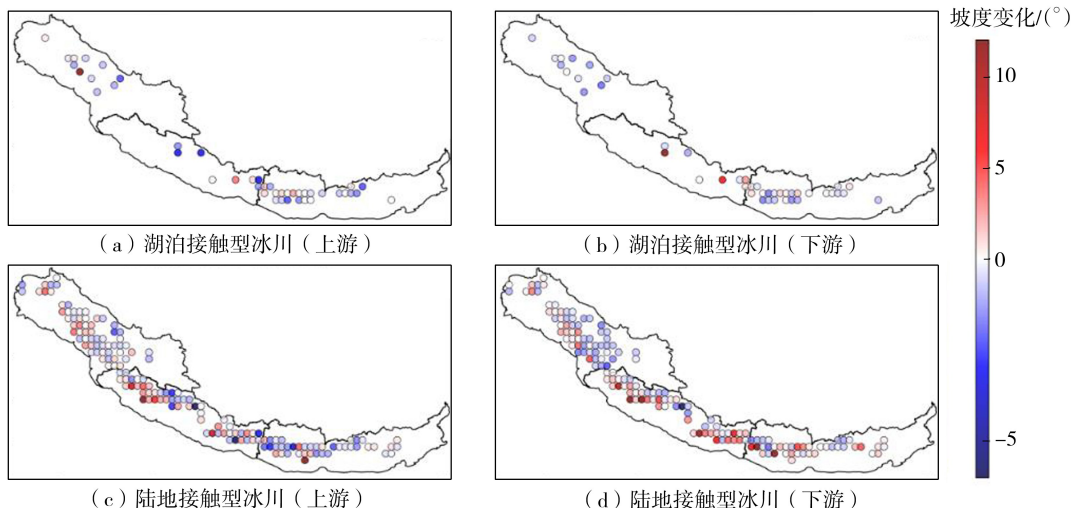


图 5 喜马拉雅山湖泊接触型与陆地接触型冰川坡度变化

Fig. 5 Surface slope changes of lake- and land-terminating glaciers in the Himalayas

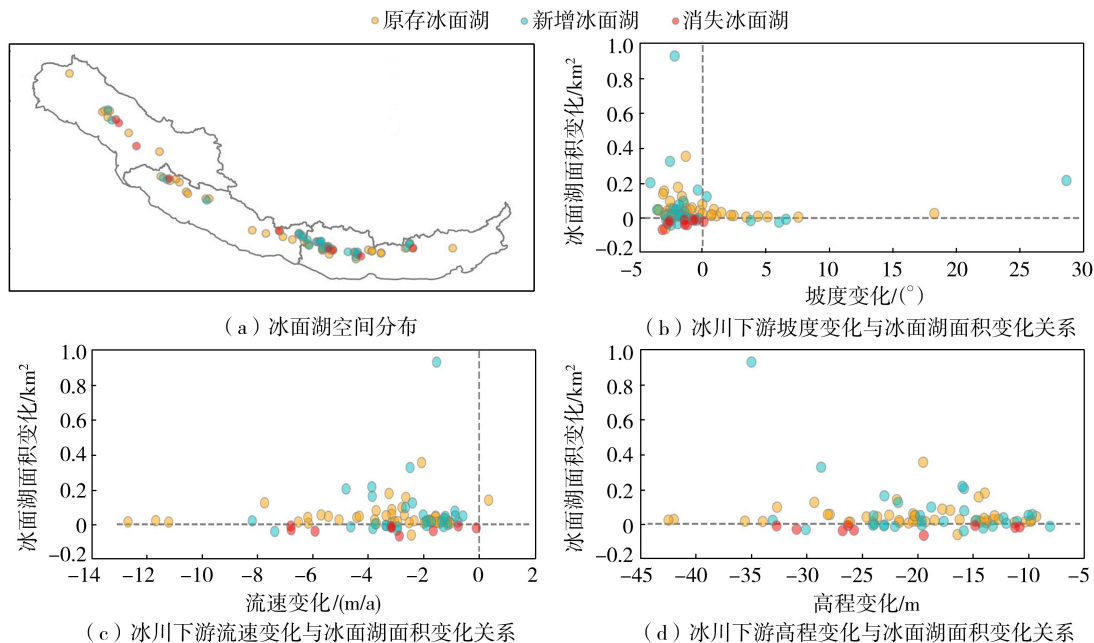


图6 喜马拉雅冰面湖空间分布及其面积变化与下游坡度变化、流速变化和高程变化关系

Fig. 6 Spatial distribution of Himalayan supraglacial lakes and relationship between their area changes and variations in downstream slope, flow velocity, and elevation

这些冰面湖所在的冰川下游区域坡度平缓,平均坡度为 7.6° ,显著低于喜马拉雅山冰川下游 13.1° 的平均坡度。该区域冰川冰面流速普遍较低(图6(c)),同时冰川表面高程减薄特征显著,平均减薄速率达 1 m/a (图6(d))。新增冰面湖通常发育于冰川下游坡度减缓区域(图6(b)),这些区域往往伴随着冰面流速的放缓与冰川表面高程的显著降低,为冰面湖的形成与扩张提供了有利条件。在发育冰面湖的冰川中,94%为表碛覆盖型冰川,这一特征表明,表碛物的存在为冰面湖发育提供了有利的微地貌基础。

4 喜马拉雅山冰川坡度变化因子与机制

4.1 表碛覆盖对喜马拉雅山坡度变化的影响

表碛覆盖物主要分布于喜马拉雅山冰川下游区域,通过调节冰川表面消融过程,进而对冰川坡度变化产生影响^[41-42]。表碛覆盖型与非表碛覆盖型冰川坡度变化差异主要体现在下游区域,且该差异在不同区域表现出显著的空间变异性^[43]。在西喜马拉雅山,表碛覆盖型冰川以坡度变缓为主,且变缓幅度显著大于非表碛覆盖型冰川。这是由于较厚的表碛层具备强隔热作用,有效降低了冰川下游的消融速率,促使冰川坡度趋于平缓^[44-45]。Pratap等^[46]研究发现,西喜马拉雅山冰川表碛厚度与坡度呈负相关关系,即坡度越小,表碛越厚。下游坡度较缓的冰川更易积累并维持较厚的表碛层,这种正反馈机制有助于进一步降低冰川的坡度^[45]。

相比之下,中喜马拉雅山表碛覆盖型冰川坡度变陡的比例高达43%,且变陡幅度显著大于非表碛覆盖型冰川,表明该区域表碛层未能有效抑制消融,可能与表碛层较薄或分布不均有关,导致局部区域消融增强,进而加剧了冰川坡度的变化。

东喜马拉雅山非表碛覆盖型冰川坡度变化较小,而表碛覆盖型冰川虽然坡度变陡幅度显著高于非表碛覆盖型冰川,但仍低于西、中喜马拉雅山,反映出不同气候条件下,冰川对表碛覆盖影响的响应机制存在区别。

表碛覆盖的厚度、空间分布及其变化趋势是影响喜马拉雅山冰川坡度变化的重要因素^[47]。较厚表碛层表现出显著的隔热效应,能够有效减缓下游区域的冰面消融速率,使坡度趋于平缓;较薄或分布不连续的表碛层,其遮蔽作用有限,反而会增强局部热吸收,导致坡度变陡。同样,冰川的上、下游坡度也对表碛的分布和运移产生作用。Scherler等^[34]发现,坡度小于 8° 的冰川末端区域更易形成停滞冰,促使表碛堆积;而坡度大于 25° 的积累区,则有利于山坡碎屑物质进入冰川表面,促使上游表碛覆盖面积扩展^[48]。冰川上、下游表碛覆盖厚度和范围的差异会放大消融速率的海拔差异,甚至可能引发物质平衡梯度的反转^[47]。

4.2 冰前湖对喜马拉雅山坡度变化的影响

喜马拉雅山湖泊接触型冰川的上、下游坡度差异与陆地接触型冰川存在显著区别,但整体坡度变化相对较为平缓。冰前湖的演化会加剧冰川前端的

水下消融与崩解过程,进而改变冰川下游的几何形态。然而,该影响的强度与范围取决于冰湖的发展阶段^[49]。

为进一步探讨冰前湖在不同发育阶段对冰川坡度变化的影响,从冰前湖与冰川前缘之间相互作用的强度与机制出发,将冰前湖的发展过程大致分为初始期、扩展期和成熟期 3 个阶段。

初始期冰前湖面积较小、深度有限,冰川前缘与湖泊的接触范围较小,冰前湖对冰川动力过程的影响较弱,冰川坡度变化趋势与陆地接触型冰川相近。

进入扩展期后,其面积和深度迅速增长,与冰川前缘的接触增强,水下消融和边缘崩解过程加剧,导致冰川前端快速变薄、后退,从而引发冰川下游坡度的大幅度减小或出现不稳定波动。

进入成熟期后,冰前湖已具备较大的规模和深度,冰湖-冰川系统趋于动态平衡,坡度变化幅度趋缓,反映出系统经显著地形调整后达到了相对稳定状态。

在研究时段内,东喜马拉雅山的冰前湖已处于较为成熟时期,湖泊已达到足够规模,冰湖-冰川相互作用引发的冰川下游坡度较大变化主要发生在 2000 年之前。Agarwal 等^[50]对 1975—2017 年东喜马拉雅山冰川变化的研究表明,湖泊接触型冰川坡度下降幅度大于陆地接触型冰川,前者平均下降约 1.2°,后者约为 0.5°。而在 2000—2015 年,尽管湖泊接触型冰川的物质亏损量大于陆地接触型冰川,但其下游区域物质亏损速率没有表现出显著的空间差异,进而导致坡度变化总体趋于变缓或稳定^[51]。

中喜马拉雅山的冰前湖尚处于扩展期,冰前湖对冰川的作用正在增强,因此该区域湖泊接触型冰川的下游坡度变化更为剧烈且方向多样。根据 King 等^[52]对相同时期中喜马拉雅山珠穆朗玛峰地区冰川坡度变化的研究,湖泊接触型冰川末端坡度大幅增加(增幅 0.04°~8.68°),而陆地接触型冰川坡度普遍呈减缓趋势(增幅-0.02°~-0.37°)。本文研究结果显示,中喜马拉雅山湖泊接触型冰川下游坡度平均增加了 2.3°,高于陆地接触型冰川的 1.9°,其变化趋势和幅度均与 King 等研究基本吻合。

西喜马拉雅山的冰前湖多处于初始阶段,湖泊规模有限,对冰川坡度的影响尚不显著。可见,不同区域冰川坡度变化的分异性在一定程度上受冰前湖发育阶段的控制,体现了冰湖-冰川相互作用与冰川地形调整之间的耦合关系。

随着气候变暖的持续,冰前湖进一步扩展已成为喜马拉雅山冰川变化的重要趋势。可以预期,未

来将有更多冰前湖由扩展期过渡至成熟期,冰川前端的动力过程将更加复杂,坡度变化也将更加显著^[52-53]。

4.3 喜马拉雅山坡度变化与冰面湖发育的关系

冰面湖主要分布于坡度较缓的区域,其平均坡度为 7.6°,远低于喜马拉雅山冰川下游 13.1°的整体平均坡度,表明坡度减缓可能为冰面湖的形成提供了有利条件。这与 Scherler 等^[48,54]坡度小于 8°的区域为冰面湖高发区的研究结论一致,Reynolds^[55]也强调,坡度过大不利于冰面融水积聚和冰面湖的形成。喜马拉雅山冰川坡度变缓减小了冰川驱应力,进而导致冰流速减慢^[56],降低了冰川下游表面高程变化的调整能力,使局部低洼区域更容易积水并形成冰面湖^[57]。

表碛覆盖物也在喜马拉雅山冰面湖的形成过程中发挥着重要作用,约 94%的冰面湖发育于表碛覆盖型冰川上。表碛层通过隔热效应减缓局部消融,促使冰川表面形成洼地,为冰面融水积聚提供了地貌基础,这与 Sakai 等^[58]提出的表碛促进冰面湖形成的机制相符。此外,坡度的区域性差异可能影响不同地区冰面湖的发育趋势。例如,西喜马拉雅山表碛覆盖型冰川坡度整体变缓,为冰面湖的进一步扩张提供了适宜条件;而东喜马拉雅山,尽管坡度变化幅度相对较小,但已有冰面湖仍表现出明显的扩张趋势。可见除坡度外,区域性气候条件(如温度升高和降水变化)可能也是驱动冰面湖扩展的重要因素^[59]。

冰川坡度与冰面湖规模也密切相关,大型冰面湖(面积大于 50 000 m²)主要集中于冰川坡度较低区域,部分较缓坡区域(坡度小于 2°)更有利于大型冰面湖的形成与维持^[60]。未来的冰川演化模型需综合考虑坡度变化与冰面湖的调控作用,以提高冰川动态评估的精度。

4.4 冰川坡度变化的多因子耦合机制与区域响应特征

表碛覆盖、冰前湖与冰面湖作为冰川系统中密切关联的要素,其相互作用在不同程度上共同影响着冰川坡度的调整过程。表碛层厚度决定了对冰面消融的抑制或增强效应,进而改变冰川上、下游的物质平衡梯度与表面粗糙度,影响坡度变化模式;冰前湖通过增强冰川前端的消融与崩解作用,改变下游地形结构,从而引发坡度减缓;而冰面湖的出现通常反映了冰川局部表面凹陷与消融积水过程,以及坡度变化过程中伴随的表面扰动与调整。此外,厚表碛层有助于在冰面形成洼地,促进融水汇聚并形成冰面湖,从而进一步强化坡度趋缓趋势^[23]。在气候

变暖背景下,这些要素常以协同方式作用于冰川几何结构的调整过程。

坡度变化与冰流速之间存在复杂的反馈关系,是冰川动力学调整的重要表现。通常而言,坡度变陡会增加驱应力,从而促使冰流速加快;而坡度变缓则可能对应于冰流速下降、冰体伸展和冰层厚度变薄。但在实际观测中,这些关系常受底部滑动、冰下水文活动等其他因素的干扰。坡度变化与流速的关系在不同冰川类型中表现出显著的差异性。例如,表碛覆盖型冰川末端一般是冻结的,即使坡度变陡,也未出现显著的流速响应;相反,湖泊接触型冰川即便坡度趋缓,水下消融或崩解作用仍会导致末端流速加快。Pronk 等^[61]研究指出,中、东喜马拉雅山湖泊接触型冰川中流线上的流速是陆地接触型冰川的两倍,约 50% 的湖终止型冰川在末端呈现加速趋势。本文研究亦发现,约 58% 的喜马拉雅山湖泊接触型冰川上游流速呈现上升趋势,平均增加速率为 2.6 m/a,进一步支持了冰前湖在调节冰川动力过程中的重要作用。因此,坡度变化与冰川动力之间的关系需结合冰川类型、物质平衡状态和地形因素综合分析。

冰川坡度变化还与坡向、大气环流背景以及冰川所属的气候类型密切相关。冰川坡向通过影响太阳辐射量和局地气候条件,间接作用于冰川表面能量平衡与物质收支,进而可能影响坡度的时空变化特征。本文研究中,南坡与北坡冰川的坡度及坡度变化并未表现出显著差异,这与 Brun 等^[62]研究结论一致。Brun 等发现,坡向对冰川物质平衡的解释力有限,但在特定区域内,坡向与高程、坡度等其他地形因子的交互作用,可能调节冰川的消融强度与坡度调整过程。在气候因素方面,西喜马拉雅山主要处于西风带影响区,冬季降水较稳定但水汽总量偏低,冰川以大陆型为主,气候冷干,冰流速较小,坡度变化以变缓为主;中、东喜马拉雅山受印度季风控制,尤其东段水汽充沛,冰川多属海洋性类型,流速较快,对气候变化响应更为敏感,坡度变化幅度更为显著。特别在中喜马拉雅山,冰川坡度变陡的比例最高,表明该区域冰川在气候变暖背景下的动力调整和表面形态变化更为剧烈。

4.5 研究的局限性

本文采用的 SRTM 和 TanDEM-90 两期数字高程模型数据,由于不同 DEM 分幅数据的获取时间不一致,进而影响了坡度变化的评估精度。尽管分辨率较高,但在处理较小尺度的地形变化时仍存在一定的局限性。例如,冰面湖一般尺度较小,而较粗的 DEM 数据难以精细捕捉冰面湖及其周围的坡度变

化^[63]。此外,冰川表面因表碛覆盖物的存在而呈现更为粗糙的地形特征,进一步增加了坡度计算的不确定性,可能带来一定的误差。与此同时,不同雷达波段的穿透能力差异也可能引入一定的不确定性。SRTM 数据基于 C 波段雷达获取,在粒雪区具有一定的穿透性;而 TanDEM-90 数据基于 X 波段,其穿透能力较弱^[64]。尽管如此,由于喜马拉雅山多数冰川属夏季积累型,粒雪区范围较小,C 波段的穿透效应在区域尺度上相对有限^[39]。同时,本文以冰川中流线为分析路径,主要分析中位高程以上区域(包含粒雪区)整体的坡度变化,有助于减弱穿透效应对坡度变化趋势的影响。尽管如此,该问题仍值得在未来结合更高精度的遥感数据进一步量化分析。

TanDEM-90 数据发布于 2016 年,无法全面反映 2016 年后冰川坡度的变化,一定程度上影响了研究的实时性与前瞻性。考虑到本文关注的是 2000 年以来的长期变化趋势,该时间差异在统计意义上仍可表征 2015 年前后的冰川状态。为减小误差,在坡度提取中统一采用沿冰川中流线的方法,并基于冰川中位高程划分上、下游进行区域统计,以降低时间不一致带来的干扰。受气候变化的影响,喜马拉雅山冰川在 2000 年之前已呈现退缩与减薄趋势^[7,22],而本文只覆盖了 2000 年以后的冰川坡度变化,未能完整反映该地区冰川坡度的长期变化历史。尽管如此,目前仍缺乏覆盖喜马拉雅山的更新开放 DEM 数据。

本文对喜马拉雅山冰川坡度变化的计算与分析基于冰川中流线数据,该方法虽有助于突出整体主要变化趋势,却忽略了冰川其他区域的坡度变化,一定程度上影响了研究结果的全面性和准确性。

为了进一步对比冰川上、下游的坡度变化,以冰川中位高程为界,将其划分为上、下游两部分。尽管该划分简化了分析过程,却忽略了某些特定区域的局部特征变化,尤其是在冰川下游末端等地形较为复杂的区域。此外,采用了 0.3° 网格对结果进行分区统计和可视化呈现,尽管该网格尺度小于喜马拉雅山脉冰川变化研究中常用的 1° 网格^[65],但仍然可能掩盖单条冰川坡度变化的细节特征。

5 结 论

喜马拉雅山受表碛覆盖、冰前湖发育和冰面湖扩张的综合影响,冰川坡度变化表现出显著的空间异质性,约 60% 的冰川呈坡度下降趋势;上游冰川平均坡度为 19.2°,显著高于下游的 13.1°,其中中喜马拉雅山冰川坡度最大,西喜马拉雅山最小。21 世纪以来,喜马拉雅山冰川坡度整体呈变缓趋

势,但局部区域的变陡幅度显著大于变缓幅度,中喜马拉雅山冰川的坡度变化最为剧烈。表碛覆盖型冰川的下游平均坡度明显低于非表碛覆盖型冰川,且不同区域间差异显著。中喜马拉雅山的表碛覆盖型冰川坡度变陡比例较高(其上游 57%的区域呈坡度变陡趋势,平均增幅为 3.8°),而西喜马拉雅山以坡度变缓为主,表明表碛覆盖的厚度及其空间分布在调控冰川坡度变化方面发挥了重要作用。

冰前湖的发育阶段对冰川坡度变化具有深刻影响,东喜马拉雅山的冰前湖已进入成熟期,冰川坡度整体趋于稳定;中、西喜马拉雅山的冰前湖仍处于早期发育阶段,坡度变化特征更接近陆地接触型冰川。冰前湖通过加速冰川末端的消融与崩解,显著改变了冰川下游坡度,但随着湖泊成熟,其影响逐渐减弱。

冰面湖主要分布在坡度较缓的冰川下游区域,表碛覆盖为其形成提供了有利条件。喜马拉雅山湖泊接触型冰川上游平均坡度为 20.5°,为所有冰川类型中最陡峭的;下游平均坡度为 10.5°,为所有冰川类型中最平缓的。冰川坡度变缓不仅降低了冰川的驱动力与流速,还进一步促进了冰面湖的发育与扩张。

冰川坡度变化不仅反映了冰川的消融和动力调整,也影响了冰面湖的发展趋势,进而关系到区域冰川灾害风险。不同区域、不同类型冰川坡度变化的差异表明,冰川对气候变化的响应具有显著的空间异质性。作为连接气候变化与冰川动力过程的关键指标,冰川坡度有助于更深入评估冰川系统对近期变暖趋势的响应机制。本文弥补了以往研究对冰川坡度变化关注不足的空白,尤其在湖泊接触型冰川、表碛覆盖型冰川的坡度演化及其与冰面湖发育关系方面提供了新的证据与认识。未来研究应结合更高分辨率的遥感数据和冰川动力学模型,系统解析坡度变化的多因子驱动机制及其对冰川演化的长期影响,为区域冰川变化预测和水资源评估提供更精确的科学依据。

参考文献:

[1] MILLAN R, MOUGINOT J, RABATEL A, et al. Ice velocity and thickness of the world’s glaciers[J]. Nature Geoscience, 2022, 15(2) : 124-129.

[2] RACOVITEANU A E, WILLIAMS M W, BARRY R G. Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya[J]. Sensors, 2008, 8(5) : 3355-3383.

[3] KEHRWALD N M, THOMPSON L G, YAO Tandong, et al. Mass loss on Himalayan glacier endangers water

resources [J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35 (22) : 1035556.

[4] 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.

[5] WESTER P, MISHRA A, MUKHERJI A, et al. The Hindu Kush Himalaya assessment: mountains, climate change, sustainability and people [M]. Heidelberg: Springer Nature, 2019.

[6] 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.

[7] 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) : 7266.

[8] BRUN F, BERTHIER E, WAGNON P, et al. A spatially resolved estimate of high mountain Asia glacier mass balances, 2000-2016 [J]. Nat Geosci, 2017, 10(9) : 668-673.

[9] 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) : DOI: 10.1038/s41598-021-03805-8.

[10] MAURER J M, SCHAEFER J M, RUPPER S. Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years [J]. Science Advances, 2019, 5(6) : 7266.

[11] CUFFEY K M, PATERSON W S B. The physics of glaciers [M]. Amsterdam: Elsevier, 2010.

[12] BHAMBRI R, BOLCH T, CHAUJAR R K, et al. Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing [J]. Journal of Glaciology, 2017, 57(203) : 543-556.

[13] HERREID S, PELLICCIOTTI F. The state of rock debris covering earth’s glaciers [J]. Nature Geoscience, 2020, 13(9) : 621-627.

[14] ÖSTREM G. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges [J]. Geografiska Annaler, 1959, 41(4) : 228-230.

[15] ROWAN A V. The ‘Little Ice Age’ in the Himalaya: a review of glacier advance driven by Northern Hemisphere temperature change [J]. The Holocene, 2016, 27(2) : 292-308.

[16] CARRIVICK J L, TWEED F S. Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance [J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 78: 34-52.

[17] SUTHERLAND J L, CARRIVICK J L, GANDY N, et al. Proglacial lakes control glacier geometry and behavior during recession [J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(19) : e2020GL088865.

[18] NIE Yong, SHENG Yongwei, LIU Qiao, et al. A regional-

- scale assessment of Himalayan glacial lake changes using satellite observations from 1990 to 2015 [J]. Remote Sensing of Environment,2017,189:1-3.
- [19] WANG Xin, GUO Xiaoyu, YANG Chengde, et al. Glacial lake inventory of high-mountain Asia in 1990 and 2018 derived from Landsat images [J]. Earth System Science Data,2020,12(3):2169-2182.
- [20] CHEN Fang, ZHANG Meimei, GUO Huadong, et al. Annual 30 m dataset for glacial lakes in high mountain Asia from 2008 to 2017[J]. Earth System Science Data, 2021,13(2):741-766.
- [21] MOHANTY L, MAITI S, DIXIT A. Spatio-temporal assessment of regional scale evolution and distribution of glacial lakes in Himalaya[J]. Frontiers in Earth Science, 2023,10: 9781003453321.
- [22] KING O, BHATTACHARYA A, BHAMBRI R, et al. Glacial lakes exacerbate Himalayan glacier mass loss[J]. Scientific Reports,2019,9(1):18145.
- [23] WATSON C S, QUINCEY D J, CARRIVICK J L, et al. The dynamics of supraglacial ponds in the Everest region, central Himalaya[J]. Global and Planetary Change,2016, 142:14-27.
- [24] CHAND M B, WATANABE T. Development of supraglacial ponds in the Everest Region, Nepal, between 1989 and 2018 [J]. Remote Sensing, 2019, 11 (9): 11091058.
- [25] 魏潇娜,龙爱华,尹振良,等.和田河流域冰川径流对气候变化响应的模拟分析[J]. 水资源保护,2022,38 (4): 137-144. (WEI Xiaona, LONG Aihua, YIN Zhenliang, et al. Simulation and analysis of the response of glacier runoff in the Hotan River Basin to climate change [J]. Water Resources Protection, 2022, 38(4): 137-144. (in Chinese))
- [26] BOLCH T, KULKARNI A, KÄÄB A, et al. The state and fate of Himalayan glaciers [J]. Science, 2012, 336 (6079): 310-314.
- [27] NUIMURA T, FUJITA K, YAMAGUCHI S, et al. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992-2008 [J]. Journal of Glaciology, 2012, 58(210): 648-656.
- [28] SONG Chunqiao, KE Linghong, HUANG Bo, et al. Can mountain glacier melting explains the GRACE-observed mass loss in the southeast Tibetan Plateau; from a climate perspective? [J]. Global and Planetary Change, 2015, 124:1-9.
- [29] GARDELLE J, ARNAUD Y, BERTHIER E. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009[J]. Global and Planetary Change, 2011, 75(1/2): 47-55.
- [30] WATSON C S, QUINCEY D J, CARRIVICK J L, et al. Heterogeneous water storage and thermal regime of supraglacial ponds on debris-covered glaciers [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2018, 43(1): 229-241.
- [31] MERTES J R, THOMPSON S S, BOOTH A D, et al. A conceptual model of supra-glacial lake formation on debris-covered glaciers based on GPR facies analysis[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2017, 42 (6): 903-914.
- [32] 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.
- [33] GUO Lei, LI Jia, DEHECQ A, et al. A new inventory of High Mountain Asia surging glaciers derived from multiple elevation datasets since the 1970s [J]. Earth System Science Data, 2023, 15(7): 2841-2861.
- [34] SCHERLER D, WULF H, GORELICK N. Global assessment of supraglacial debris-cover extents [J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45 (21): DOI: org/ 10. 1029/2018GL080158.
- [35] ZHANG Guoqing, BOLCH T, YAO Tandong, et al. Underestimated mass loss from lake-terminating glaciers in the greater Himalaya [J]. Nature Geoscience, 2023, 16 (4): 333-338.
- [36] FARR T G, ROSEN P A, CARO E, et al. The shuttle radar topography mission[J]. Reviews of Geophysics, 2007, 45 (2): DOI: org/ 10. 1029/2005RG000183.
- [37] SLATER J A, GARVEY G, JOHNSTON C, et al. The SRTM data “ finishing ” process and products [J]. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 2006, 72 (3): 237-247.
- [38] KRIEGER G, MOREIRA A, FIEDLER H, et al. TanDEM-X: a satellite formation for high-resolution SAR interferometry[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2007, 45(11): 3317-3341.
- [39] SAKAI A, NUIMURA T, FUJITA K, et al. Climate regime of Asian glaciers revealed by GAMDAM glacier inventory [J]. The Cryosphere, 2015, 9(3): 865-880.
- [40] ETZELMÜLLER B, SOLLID J L. Glacier geomorphometry- an approach for analyzing long-term glacier surface changes using grid-based digital elevation models [J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 135-141.
- [41] BENN D I, BOLCH T, HANDS K, et al. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards [J]. Earth-Science Reviews, 2012, 114(1-2): 156-174.
- [42] BROOK M S, HAGG W, WINKLER S. Debris cover and surface melt at a temperate maritime alpine glacier: Franz Josef Glacier, New Zealand [J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 2013, 56(1): 27-38.
- [43] HE Zhen, YANG Wei, WANG Yongjie, et al. Dynamic changes of a thick debris-covered glacier in the

- southeastern Tibetan Plateau[J]. Remote Sensing, 2023, 15(2):357.
- [44] BOXALL K, WILLIS I, GIESE A, et al. Quantifying patterns of supraglacial debris thickness and their glaciological controls in High Mountain Asia[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 9:657440.
- [45] SALERNO F, THAKURI S, TARTARI G, et al. Debris-covered glacier anomaly? Morphological factors controlling changes in the mass balance, surface area, terminus position, and snow line altitude of Himalayan glaciers[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 471:19-31.
- [46] PRATAP B, SHARMA P, PATEL L K, et al. Differential surface melting of a debris-covered glacier and its geomorphological control: a case study from Batal Glacier, western Himalaya [J]. Geomorphology, 2023, 431: 108686.
- [47] THOMPSON S, BENN D I, MERTES J, et al. Stagnation and mass loss on a Himalayan debris-covered glacier: processes, patterns and rates [J]. Journal of Glaciology, 2016, 62(233):467-485.
- [48] SCHERLER D, BOOKHAGEN B, STRECKER M R. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover [J]. Nature Geoscience, 2011, 4(3):156-159.
- [49] SCOFFIELD A C, ROWAN A V, QUINCEY D J, et al. Sub-regional variability in the influence of ice-contact lakes on Himalayan glaciers [J]. Journal of Glaciology, 2024, 70:e15.
- [50] AGARWAL V, DE VRIES M V W, HARITASHYA U K, et al. Long-term analysis of glaciers and glacier lakes in the central and eastern Himalaya[J]. Science of the Total Environment, 2023, 898:165598.
- [51] MOHANTY L, MAITI S, DIXIT A. Spatio-temporal assessment of regional scale evolution and distribution of glacial lakes in Himalaya[J]. Frontiers in Earth Science, 2023, 10:1038777.
- [52] KING O, DEHECQ A, QUINCEY D, et al. Contrasting geometric and dynamic evolution of lake and land-terminating glaciers in the central Himalaya[J]. Global and Planetary Change, 2018, 167:46-60.
- [53] TSUTAKI S, FUJITA K, NUIMURA T, et al. Contrasting thinning patterns between lake-and land-terminating glaciers in the Bhutanese Himalaya[J]. The Cryosphere, 2019, 13(10):2733-2750.
- [54] RACOVITEANU A E, NICHOLSON L, GLASSER N F. Surface composition of debris-covered glaciers across the Himalaya using linear spectral unmixing of Landsat 8 OLI imagery[J]. The Cryosphere, 2021, 15(9):4557-4588.
- [55] REYNOLDS J M. On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers [M]//NAKAWO M, RAYMOND C F, FOUNTAIN A. Debris-covered glaciers: proceedings of an international workshop. Wallingford: IAHS Press, 2000:153-161.
- [56] DEHECQ A, GOURMELEN N, GARDNER A S, et al. Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia[J]. Nature Geoscience, 2019, 12(1):22-27.
- [57] CHAND M B, WATANABE T. Development of supraglacial ponds in the Everest Region, Nepal, between 1989 and 2018[J]. Remote Sensing, 2019, 11(9):1058.
- [58] SAKAI A, FUJITA K. Formation conditions of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Himalaya [J]. Journal of Glaciology, 2010, 56(195):177-181.
- [59] SAHU R, RAMSANKARAN R, BHAMBRI R, et al. Evolution of supraglacial lakes from 1990 to 2020 in the Himalaya-Karakoram Region using cloud-based google earth engine platform[J]. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 2023, 51(12):2379-2390.
- [60] CARR J R, BARRETT A, RINZIN S, et al. Step-change in supraglacial pond area on Tshojo Glacier, Bhutan, and potential downstream inundation patterns due to pond drainage events[J]. Journal of Glaciology, 2025, 71:e9.
- [61] PRONK J B, BOLCH T, KING O, et al. Contrasting surface velocities between lake-and land-terminating glaciers in the Himalayan region[J]. The Cryosphere, 2021, 15(12):5577-5599.
- [62] BRUN F, WAGNON P, BERTHIER E, et al. Heterogeneous influence of glacier morphology on the mass balance variability in high mountain Asia[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2019, 124(6):1331-1345.
- [63] 张力, 赵自阳, 王红瑞, 等. 气候变化下水文模拟不确定性若干问题讨论[J]. 水资源保护, 2023, 39(1):109-118. (ZHANG Li, ZHAO Ziyang, WANG Hongrui, et al. Discussion on several issues of uncertainty in hydrological simulation under climate change [J]. Water Resources Protection, 2023, 39(1):109-118. (in Chinese))
- [64] LI Chao, JIANG Liming, LIU Lin, et al. Regional and altitude-dependent estimate of the SRTM C/X-band radar penetration difference on High Mountain Asia glaciers [J]. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2021, 14:4244-4253.
- [65] 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. (收稿日期:2025-02-21 编辑:胡新宇)