

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0063

YANG Jingrui, JIANG Zongli, LIU Shiyin, et al. Characteristics of recent surging of Kunchang Glacier, East Karakoram[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(6):1732–1745. [杨婧睿, 蒋宗立, 刘时银, 等. 东喀喇昆仑山昆常冰川近期跃动特征[J]. 冰川冻土, 2021, 43(6):1732–1745.]

## 东喀喇昆仑山昆常冰川近期跃动特征

杨婧睿<sup>1</sup>, 蒋宗立<sup>1</sup>, 刘时银<sup>2</sup>, 王欣<sup>1</sup>,  
张勇<sup>1</sup>, 张震<sup>3</sup>, 魏俊锋<sup>1</sup>

(1. 湖南科技大学 测绘遥感信息工程湖南省重点实验室, 湖南 湘潭 411201; 2. 云南大学 国际河流与生态安全研究院, 云南 昆明 650500; 3. 安徽理工大学 测绘学院, 安徽 淮南 232001)

**摘 要:** 研究冰川跃动过程及特征是理解冰川跃动机理的重要途径, 目前仍然缺乏详细的冰川跃动过程观测。利用 Envisat-1/ASAR、Sentinel-1A、TerraSAR-X/TanDEM-X 等合成孔径雷达数据, 获得了东喀喇昆仑山昆常冰川详细的表面流速与表面高程变化。结果表明: 2000—2012 年冰川中部隆起, 平均增厚  $(10.19 \pm 1.79)$  m, 冰川接收区以消融为主, 平均减薄  $(39.71 \pm 1.79)$  m; 2012—2014 年冰川主干中部隆起向下迁移, 平均增厚  $(8.21 \pm 1.37)$  m; 2018 年后积蓄区厚度平均减薄  $(9.77 \pm 3.38)$  m, 接收区平均增厚  $(19.67 \pm 3.38)$  m。冰川主干表面流速从 2007 年起增加, 并且在 2017—2018 年内经历过两次快速运动期, 两个阶段的最高流速分别达到  $2.36 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  和  $2.12 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。根据表面高程变化以及流速变化特征, 认为昆常冰川在 2007—2019 年间发生跃动。时序流速表明, 昆常冰川很可能是积蓄区发生微跃动/雪崩形成隆起(跃动前锋), 并且两次快速运动后突然减速发生在夏末, 很可能是冰下水文通道打开排水使得冰下静水压力减弱从而导致跃动停止, 属于阿拉斯加型跃动。结合 ITS\_LIVE 流速数据分析, 初步确定其近两次跃动的间隔约为 30 年。同时对比时间序列的 Landsat 图像发现, 2004—2005 年间昆常冰川南分支发生跃动, 致使分支末端的小冰湖消失。

**关键词:** 冰川跃动; 冰川表面流速; TerraSAR-X/TanDEM-X; ICESat-2/ATLAS; 东喀喇昆仑山

**中图分类号:** P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)06-1732-14

## 0 引言

冰川根据运动特征可分为常态型冰川和跃动型冰川。跃动型冰川一般会经历两个阶段的交替, 一个是以冰川物质快速从积蓄区向接收区转移的短期活跃阶段, 其流速可能会增加 10 倍至 1 000 倍, 并可能导致长度增加; 另一个则是以末端停滞或后退为特征的通常持续 10 年或更长时间的恢复阶段<sup>[1]</sup>。在跃动阶段, 冰川发生运动松弛性动力卸荷, 冰流速度急剧增大, 往往是常态运动冰川的 1~2 个量级, 使大量冰体从上游向下游搬运, 冰川上部表面急剧下降, 而冰川中下部则急剧升高, 冰舌末端

向前迅速推进。而在恢复阶段则发生相反的过程, 即冰川上游冰量重新增多, 运动速度恢复常态, 冰的前峰向下游推进, 而下游被壅高的冰体在增大的消融作用下不断减薄, 冰舌末端逐渐退缩, 这个过程一直持续到下一次跃动<sup>[2]</sup>。跃动型冰川在所有冰川中只占很小的比例(数量小于 1%)<sup>[3]</sup>, 集中的地区主要有: 阿拉斯加及加拿大育空地区<sup>[1,4-5]</sup>、喀喇昆仑山<sup>[6-7]</sup>、帕米尔<sup>[8]</sup>、天山<sup>[9-10]</sup>、斯瓦尔巴群岛<sup>[11]</sup>、格陵兰岛<sup>[12]</sup>、冰岛<sup>[13]</sup>。亚洲高山地区(High Mountain Asia, HMA), 尤其是帕米尔高原、喀喇昆仑山和天山, 被认为是最活跃的冰川跃动带之一<sup>[14]</sup>, 其跃动发生率可达该区域全部冰川数量的 10% 以上<sup>[15]</sup>。

收稿日期: 2020-09-25; 修订日期: 2020-12-30

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFE0100100); 国家自然科学基金国际合作项目(41761144075); 国家自然科学基金项目(41471067)资助

作者简介: 杨婧睿, 硕士研究生, 主要从事冰川变化遥感研究. E-mail: yangjingrui20@163.com

通信作者: 蒋宗立, 副教授, 主要从事冰川运动及灾害研究. E-mail: jiangzongli@hnust.edu.cn

2000年以来,喀喇昆仑山西部和中部地区的冰川表现出频繁前进,并出现轻微的物质增加,这被称为喀喇昆仑异常<sup>[16]</sup>。Barrand等<sup>[15]</sup>将ASTER和Landsat等遥感图像与纸质地图结合,对Kotlyakov等<sup>[17]</sup>提供的喀喇昆仑山跃动型冰川分布的1:50万地图进行了更新,采用多变量回归分析方法对喀喇昆仑山中部的150条冰川进行分析,通过冰川属性与所处环境的关系得到该区域12.6%的冰川为跃动型冰川。Copland等<sup>[18]</sup>通过冰川跃动所具有的典型特征,比如表面的环状冰碛、表面裂隙的快速变化以及末端快速推进等,发现冰川跃动的范围比以前报道得更加广泛,并且发生跃动的冰川数量也有所增加。当前东喀喇昆仑山的冰川跃动开始引起人们的关注,喀喇昆仑山东北部的North Gasherbrum冰川在2003—2007年间发生了跃动,导致冰川上部物质向下明显转移,冰舌表面高度显著增加,但冰川末端没有明显前进,Mayer等<sup>[19]</sup>就此事件对其机制进行研究,提出了一个包含基本滑动定律和冰下排水理论的冰川运动模型。

冰川跃动是冰川动力不稳定性的表现,它的发生既取决于环境因素(相对静态),也取决于触发因素(相对动态)。目前认为冰川跃动主要有两种触发机制<sup>[20]</sup>:一种是由于冰川底部温度的差异促进了底碛的变形,这种跃动开始加速/减速时不受任何季节控制<sup>[21]</sup>;另一种是由于冰下孔隙水压力的改变而导致的不稳定,这种受水文调节的跃动具有快速加速和减速(即几天到几周)的特点<sup>[22]</sup>,可能在排水效率低的冬季开始,而在夏季排水效率高时结束。对于喀喇昆仑山冰川跃动的机理而言,其触发机制具有异质性<sup>[6]</sup>。研究表明喀喇昆仑山的冰川跃动是由热力或冰下水文条件作用触发的,不同的冰川,由于其热力、水文条件和形态特征的不同,跃动的控制机理也各不相同。一方面,喀喇昆仑山的冰川跃动被认为是热力学控制而不是水文控制,这与该地区降水增加及冰川积累模式可能引起的高海拔地区变暖相吻合<sup>[23]</sup>;另一方面,对单个跃动事件的观测又表明冰下水文条件的变化可能是其主要触发机制<sup>[19]</sup>。

遥感技术的应用及发展使得冰川时序的流速变化、表面高程变化、末端前进和形态特征的变化监测更加便捷,使得利用遥感技术快速识别和研究跃动型冰川成为可能<sup>[24]</sup>。合成孔径雷达(SAR)技术自20世纪末以来就得到了广泛的应用,目前利用

SAR影像估算山地冰流速主要有三种方法:差分干涉雷达测量技术(D-InSAR)、偏移量跟踪技术、多孔径干涉测量技术(MAI)<sup>[25]</sup>。由于山地冰川运动速度较极地冰川要快得多,严重的去相干导致难以获取有效的干涉相位信息,采用特征追踪方法,即便在两景SAR影像失相干的情况下也可以比较准确测量距离向和方位向上的位移。Strozzi等<sup>[26]</sup>应用SAR偏移量跟踪方法估计冰川表面在SAR图像斜距和方位向上的运动速度,并对1992—1996年斯瓦尔巴群岛北部Monacobreen冰川跃动进行分析;Paul等<sup>[27]</sup>通过对喀喇昆仑山Hispar冰川时序的SAR及光学图像的分析得出其流速和表面特征的变化,从而推断该冰川跃动属于阿拉斯加型。因此,根据冰川跃动特征推断冰川跃动的机理是可行的途径。

目前详细的冰川跃动特征报道仍然很少,本文基于多源遥感数据,用以确定昆常冰川的时序流速变化、表面高程变化和边界变化,进而分析其跃动特征,为全面认识喀喇昆仑山冰川跃动机理提供更多的依据。

## 1 研究区概况

喀喇昆仑山脉跨越巴基斯坦、印度和中国边境,是世界中、低纬山岳冰川最发育的地区。昆常冰川位于克什米尔东南部,喀喇昆仑山脉东部,喜马拉雅山脉南部,西南则是克什米尔山谷,其主干冰川编号为IN5Q153D0055,中心位置为34°49' N、77°52' E(图1)。昆常冰川主体呈自西向东的流向,是由五条支冰川构成的树枝状山谷冰川,其支流昆常五号冰川冰舌前端存在一冰湖。有研究表明:喀喇昆仑山在一年中的不同时期分别受到三种不同天气系统的影响<sup>[28]</sup>,其降水在不同季节的差异较大。该地冰川类型介于喜马拉雅山的“夏季积累”类型和欧洲西部阿尔卑斯山的“冬季积累”类型之间<sup>[29]</sup>。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据来源

Sentinel-1 SAR是ESA继ERS、Envisat之后的C波段传感器,由共享同一轨道平面的两颗极地轨道卫星组成,重访周期为12天。本文使用Sentinel-1A的IW模式下5 m×20 m分辨率的数据进行冰川表面运动场的提取,以及Envisat-1/ASAR数据对昆常冰川支流的流速进行提取。同时使用了ITS\_LIVE项目(<https://nsidc.org/apps/itslive/>)中的高亚洲年均

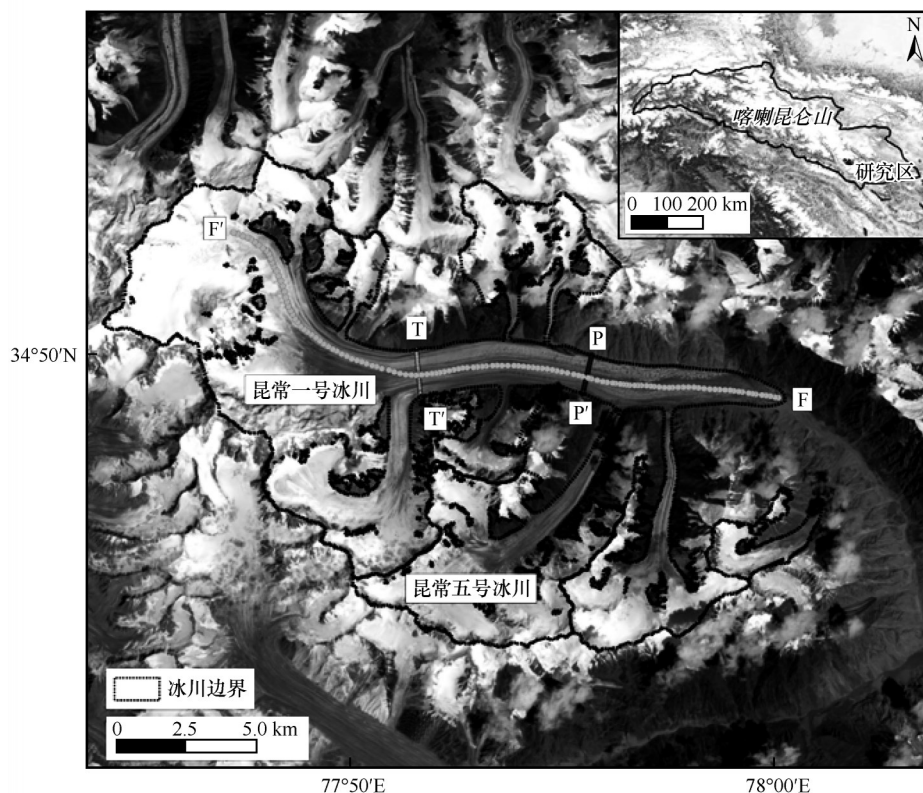


图1 昆常冰川位置(图中标注了两个横剖面位置T-T', P-P'及主流线F-F')

Fig. 1 Location of the Kunchang Glacier (with two cross transverse profiles T-T', P-P' and the mainstream F-F')

流速数据作为补充数据进行分析。

TerraSAR-X/TanDEM-X 系统是德国宇航局(DLR)先后发射的两颗SAR卫星,它们相距300 m左右同时飞行,组成了一个双星分布式的SAR系统。本研究使用了该系统双基站(bi-static)下条带(stripmap)模式获取的SLC数据,即一发双收的条带模式数据,具有“0时间基线”的特点。SRTM DEM与TanDEM都采用InSAR技术进行地表高程模型测绘,研究表明其精度分别为 $\pm 16$  m和 $\pm 10$  m<sup>[30]</sup>。本文选取2000年获取的SRTM-C DEM和2012年、2014年的TSX/TDX数据用于昆常冰川表面高程变化计算。

ICESat-2(Ice, Clouds, and Land Elevation Satellite-2)是NASA在ICESat/GLAS之后发射的新一代激光测高卫星。本文获取了2018年10月以来ICESat-2的激光测高数据用来对比昆常冰川部分区域;同时对TSX/TDX DEM中的冰川区域做500 m的缓冲,之后提取剔除缓冲区后的非冰川区域的ICESat-2/ATLAS数据点来评价TSX/TDX的精度。

另外,本文使用Landsat影像用以确定支流冰川末端的变化情况;使用30 m分辨率的SRTM数字高程模型作参考DEM以对SAR数据进行基于地形的

精配准。数据使用的具体情况见表1。

## 2.2 冰川表面流速与高程提取

### 2.2.1 冰川表面流速提取

本文对SAR影像使用特征跟踪的方法提取冰川运动速度,主要包括预处理,基于地形的精配准,主从影像的特征匹配,匹配特征点的偏移跟踪与偏移量计算以及考虑坡度影响的冰川表面流速提取。本文采用IW模式下的Sentinel-1A数据分辨率为5 m×20 m,匹配窗口设置为256×64,相关系数阈值设定为0.05,经过重采样等计算步骤最终得到的冰川表面流速分辨率为100 m×100 m。采用瑞士GAMMA合成孔径雷达软件中的Offset Tracking方法进行偏移量提取,然后使用Esri公司的ArcGIS平台软件进行了冰川表面流速和流向的计算。

本文对SAR数据的处理均在瑞士GAMMA软件平台下进行的,在数据处理过程中影像配准、多项式拟合以及数据重采样等操作也都存在一定误差,量化误差结果等于方位向和距离向的误差之和。系统处理过程误差主要来自影像轨道抖动误差和偏移跟踪的多项式拟合过程,GAMMA雷达数据处理平台的配准算法误差控制在0.01个像素范围内,对应Sentinel-1A距离向和方位向分别约为

| 表1 本研究使用的遥感数据                                 |                 |         |          |
|---|-----------------|---------|----------|
| Table 1 Remote sensing data used in the study |                 |         |          |
| 数据  | 日期(年-月-日)       | 分辨率/m   | 用途       |
| Landsat/TM                                    | 1998-09-16      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/TM                                    | 2003-07-17      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/TM                                    | 2003-09-20      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/TM                                    | 2004-09-08      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/TM                                    | 2005-08-26      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/TM                                    | 2011-08-03      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/OLI                                   | 2015-08-30      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/OLI                                   | 2016-10-03      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/OLI                                   | 2017-09-20      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Landsat/OLI                                   | 2019-09-26      | 30      | 冰川表面变化分析 |
| Envisat-1/ASAR                                | 2004-08-21      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2004-09-25      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2004-10-30      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2005-02-12      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2005-03-19      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2005-05-28      | 30      | 冰川流速监测   |
| Envisat-1/ASAR                                | 2005-09-10      | 30      | 冰川流速监测   |
| Sentinel-1A                                   | 2014-10/2020-08 | 5×20    | 冰川流速监测   |
| TSX/TDX                                       | 2012-03-13      | 1.4×2.2 | 冰川高程变化监测 |
| TSX/TDX                                       | 2014-01-01      | 1.4×2.2 | 冰川高程变化监测 |
| SRTM  | 2000-02         | 30×30   | 冰川高程变化监测 |
| ICESAT-2                                      | 2018-11         |         | 冰川高程变化监测 |
| ICESAT-2                                      | 2020-04         |         | 冰川高程变化监测 |

0.018 m和0.009 m,相对误差等于绝对误差除以观测时间,计算得日均流速误差约0.011 m。

非冰川区域被认为是静止区域,其包括了图像对的偏移估计、偏移值转换为表面流速以及系统误差等的误差源。SAR影像特征跟踪法的静止区域误差因搜索窗口的大小不同而产生差异。Huang等<sup>[31]</sup>就搜索窗口大小设置对光学和SAR图像特征匹配的误差进行了研究,证明了不同的窗口尺寸会导致不同的速度,并提出了平均速度梯度(AVG)方法,以改善特征跟踪中的窗口大小并获得最合适的流场。蒋宗立等<sup>[32]</sup>对静止区域的匹配误差通过设置不同大小窗口搜索结果进行比较分析,最终选择窗口尺寸为128×256进行特征匹配。本文将匹配窗口设置为256×64,对静止区域的像素偏移值做了统计,即可代表冰川表面流速的相对误差。图2是结果采样总体误差的直方图,可以看出剔除冰川区500 m缓冲区后的非冰川区域稳定,SAR影像的特征跟踪方法适合于对冰川表面速度进行估计。

2.2.2 冰川表面高程提取

使用瑞士GAMMA合成孔径雷达干涉测量软件平台对TSX/TDX双星SAR数据进行差分干涉处

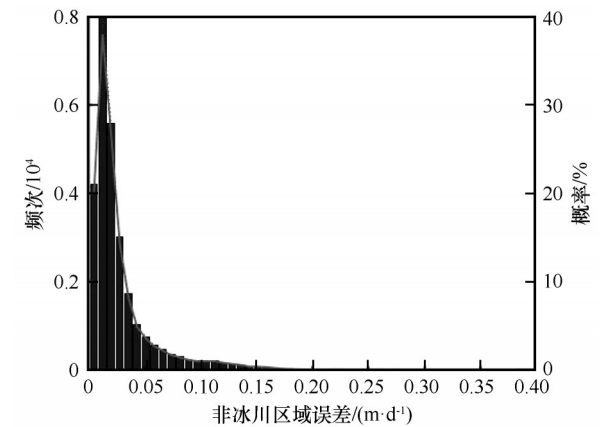


图2 非冰川区偏移分布  
Fig. 2 Offsets in non-glacier area

理,将SRTM DEM作为参考DEM,通过差分处理,去除SRTM DEM模拟的地形相位,并去除基线误差导致的线性趋势相位,从而得到冰川表面高程变化的残差相位,把残差相位转化为高程变化值,即可获得2000—2012年冰川表面的变化<sup>[33-34]</sup>。采用迭代的方法更新初始查询列表从而得到优化的DEM,采用通用DEM差值的方法,获得2012—2014年的冰川表面高程变化。因SRTM-X未覆盖研究区,故本文采用SRTM-C进行研究,SRTM-C波段相对于X波段在喀喇昆仑山的冰川穿透深度为2.4 m<sup>[35]</sup>。

通常假设在非冰川区域的高程没有变化,从而估算残余高程差带来的不确定性( $\sigma$ )。通过计算,非冰川区域平均高程差(MED)为-1.77 m。使用非冰川区域的标准偏差(SD)可能高估样本的不确定性,因此通过平均值(SE)的标准误差来估计不确定性<sup>[35]</sup>。定义为

$$SE = \frac{SD}{\sqrt{N}}$$
(1)

式中: $N$ 为空间去相关处理后的像元个数。  
本研究将所有DEM空间分辨率统一为30 m,取空间去相关距离为600 m<sup>[36]</sup>。使用非冰川区高程变化差值的SE和MED计算总体误差。

$$\sigma = \sqrt{MED^2 + SE^2}$$
(2)

经计算得到2000—2012年表面高程变化的总体误差 $\sigma=1.79$  m,以同样的方法计算出2012—2014年表面高程变化的总体误差 $\sigma=1.37$  m。2000—2012年和2012—2014年的非冰川区高程变化呈正态分布(图3)。

ICESat-2/ATLAS数据为散点,提取非冰川区域的点与TSX/TDX高程值作差,对二者高差进行分析。标准差(SD)和均方根误差(RMSE)的公式为

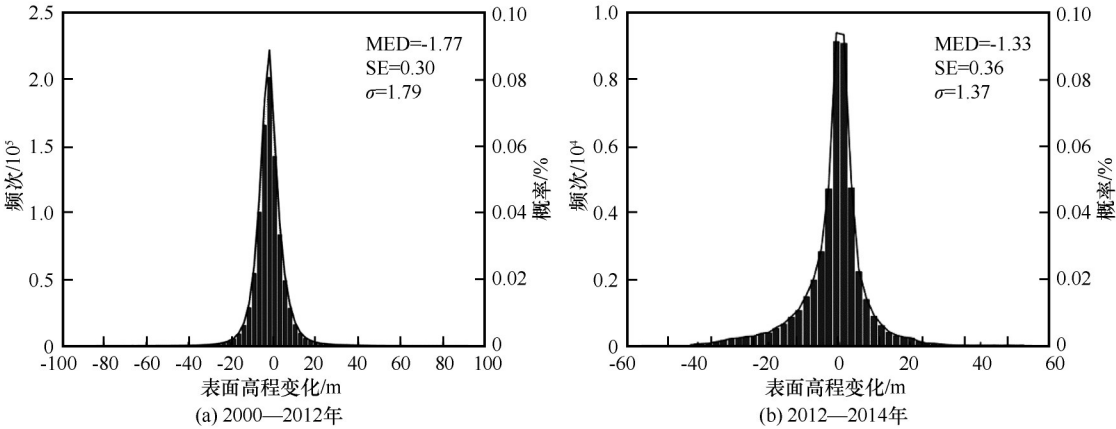


图3 非冰川区高程变化  
Fig. 3 Elevation change in non-glacier area

$$SD = \sqrt{\frac{\sum (d_i - M)^2}{n}} \tag{3}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum d_i^2}{n}} \tag{4}$$

式中： $d_i$ 为ICESat/ATLAS与TSX/TDX DEM的高程差； $n$ 为ICESat/ATLAS点在非冰川区的数量。ICE-Sat-2/ATLAS非冰川区点分布及ICESat/ATLAS与TSX/TDX的高差统计分析如图4所示。

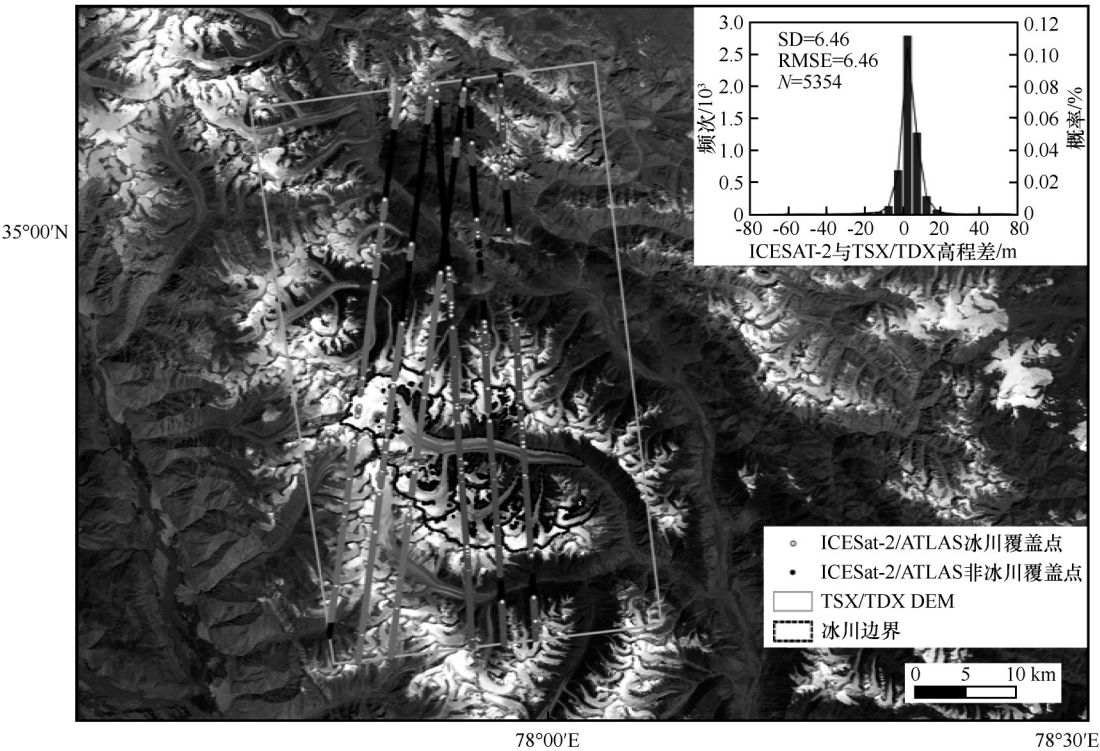


图4 ICESat-2/ATLAS点分布及与TanDEM高程差值  
Fig. 4 Distribution of ICESat-2/ATLAS points and the elevation difference with TanDEM

3 结果与分析

3.1 冰川表面流速变化

将SAR图像对匹配的强度偏移值除以图像对时间间隔从而得到日均流速,包括2004年8月至

2010年5月以及2014年10月至2020年8月间日均时序冰川表面流速数据(图5)。通常情况下山地冰川表面流速小于 $0.5\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,2007-04-28平均流速增加为 $0.61\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,开始显示出跃动趋势,2007-07-07平均流速降低,最低降至 $0.07\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,直到2008-

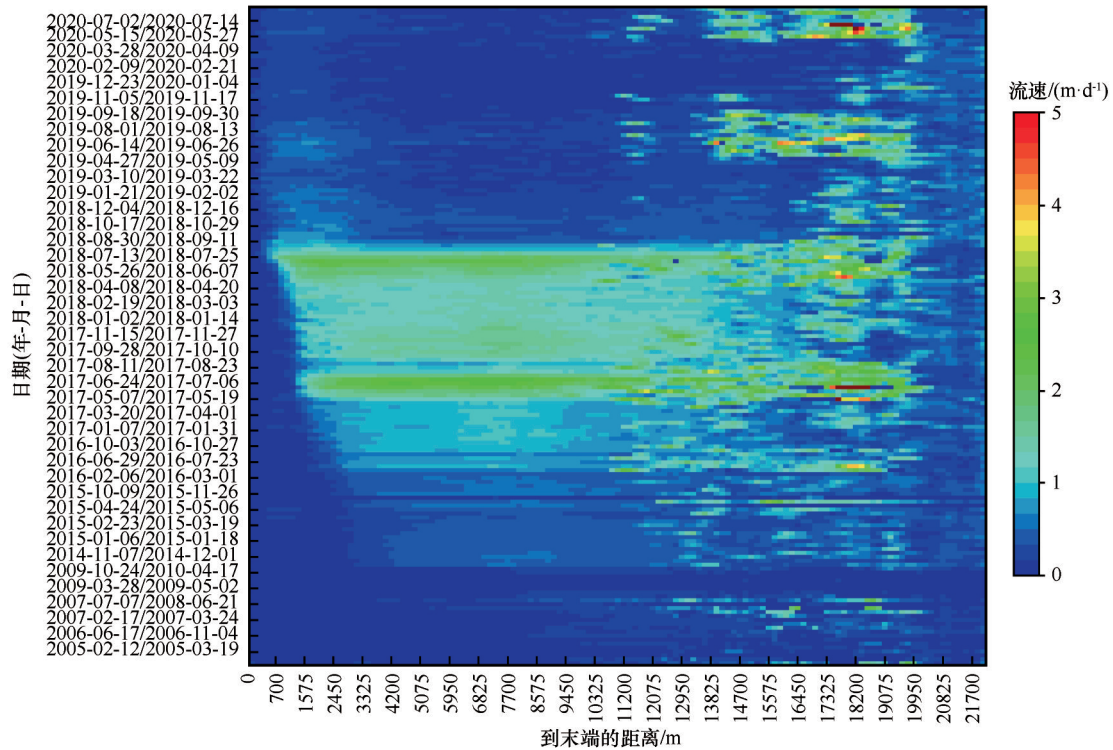


图5 昆常冰川主干沿主流线日均流速变化

Fig. 5 Variation of daily average velocity along the mainstream of the trunk of Kunchang Glacier

06-21 平均流速再次增加至  $0.61 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。接着对 ITS\_LIVE 项目 (<https://nsidc.org/apps/itslive/>) 中下载的高亚洲年均流速数据作为本文获取的 Sentinel-1A 数据获取前年份的补充数据进行分析(图6), 发现从 2011 年到 2014 年, 昆常冰川主干中部流速逐年升高, 具有明显的跃动前锋并且向前缓慢推进, 此时冰川已经开始跃动。根据 Sentinel-1A 流速数据显示, 2016 年之后该冰川出现两次快速运动期

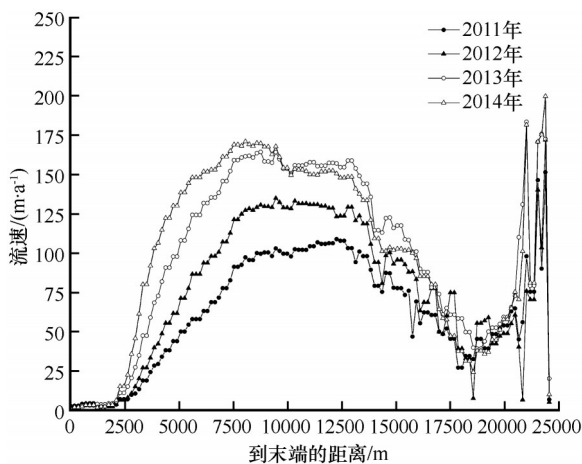


图6 2011—2014年昆常冰川主干沿主流线表面流速变化  
Fig. 6 Variation of surface velocity along the mainstream of the trunk of Kunchang Glacier during 2011—2014

(图7), 分别为 2017-05-19 至 2017-07-30 以及 2018-05-14 至 2018-07-25。详细分析发现: 2017-05-07 时中部平均流速为  $1.28 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 第一次快速运动期的最高流速达到  $2.36 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 到 2017-07-30 时速度快速下降, 平均流速为  $1.13 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 之后流速一直保持在平稳状态, 平均值为  $1.31 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。直到 2018-05-14 流速升为  $1.44 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 流速开始加快, 第二次快速运动期的最高流速达到  $2.12 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 到 2018-08-06 运动速度快速下降, 平均流速降为  $0.97 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。之后流速持续减缓至  $0.32 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 恢复到正常的山地冰川表面流速, 进入平静(恢复)期。2019-05-21 冰川中上部区域平均流速达到  $1.17 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 再一次显露出跃动的迹象, 直至 2019-08-01 流速减缓至  $0.41 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 之后流速再次增加, 于 2019-09-06 达到  $1.14 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ; 2019-10-12 流速降至  $0.24 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 再次进入平静(恢复)期。2020-05-15 冰川中上部区域流速再次增加至  $1.74 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 到目前为止其平均流速一直保持在  $0.82 \sim 1.54 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。另外, 根据跃动期间冰川不同位置的横剖面表面流速分布(图8)可以看出, 其流速值分布符合冰川跃动的特征, 横截面为梯形甚至矩形, 即跃动期间冰川底部发生了滑动, 呈现明显的块体运动而不是缓慢的冰川冰变形<sup>[28]</sup>。跃动结束后冰川恢复到正常流速分布(2018-08-30)。其

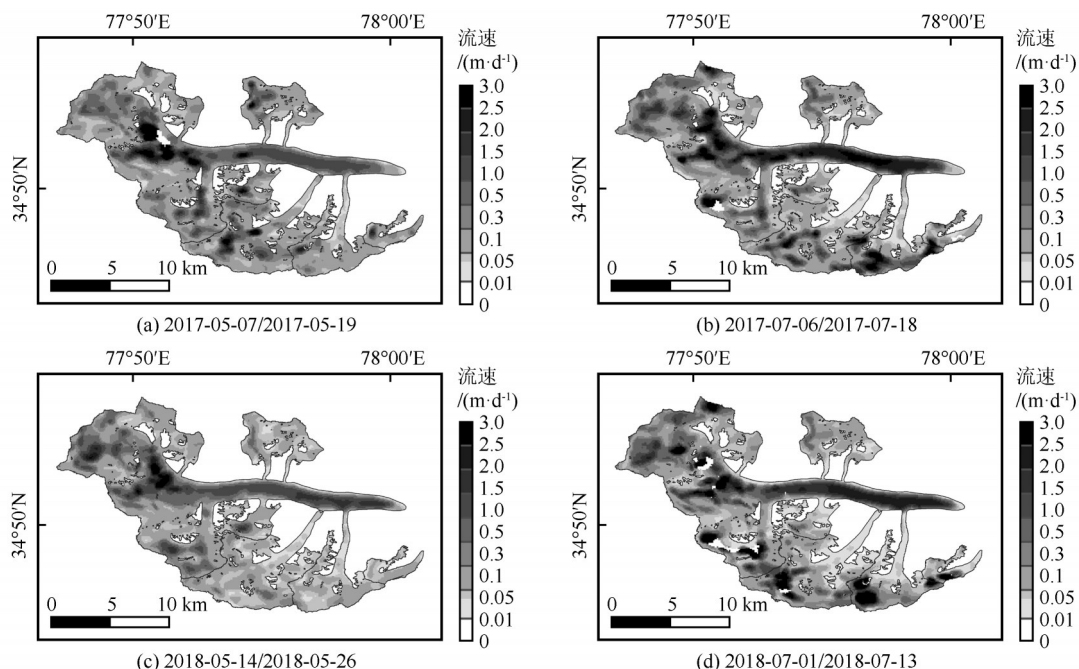


图7 跃动期间两次快速流动的流速变化

Fig. 7 Velocity variation of two rapid flows during the surge

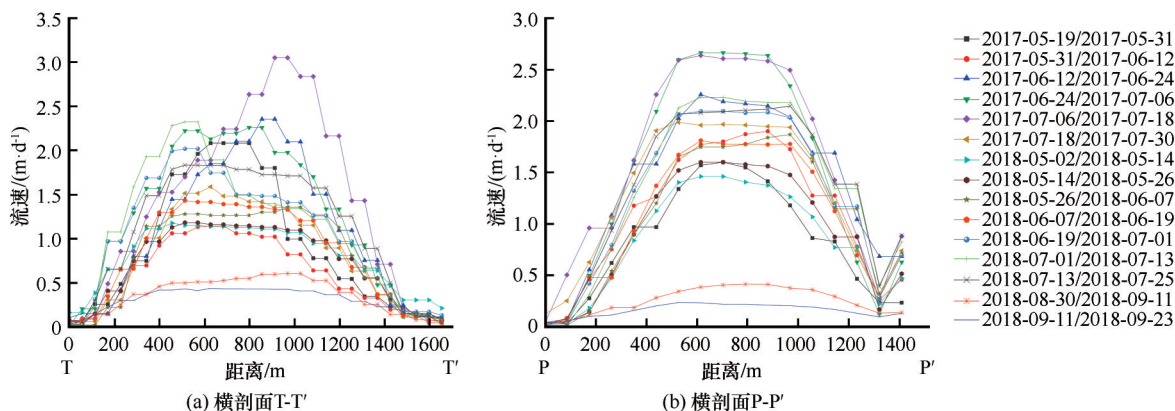


图8 跃动期间横剖面(T-T'和P-P')表面流速变化

Fig. 8 Surface velocities along the transverse profiles T-T' and P-P' during the surge

中横剖面T-T'靠近主流线的一侧流速有明显增高,可能是由于支流汇入。

### 3.2 冰川表面高程变化

昆常冰川主干跃动在2007—2019年间,TSX/TDX DEM的高程变化可代表跃动时的冰川表面高程信息(图9)。高程变化中的异常值主要分布在地形坡度较大的区域,本文在计算中剔除了叠掩和阴影区域。沿昆常冰川主干的主流线分别提取2000—2012年和2012—2014年的表面高程变化[图10(a)],结果表明,冰川表面高程变化分布不均,2000—2012年冰川主流线上的积蓄区减薄约10 m左右;干流中部有隆起现象,平均增厚(10.19±1.79) m,

出现明显的跃动前锋;末端以消融为主,平均减薄(39.71±1.79) m;2012—2014年隆起区域平均增厚(8.21±1.37) m并向下迁移,而冰川接收区表面高程继续减薄。本文获取了冰川积蓄区2018年以及冰川中部2020年的ICESat-2/ATLAS的激光测高数据,用于计算跃动后的冰川表面高程变化,由于ATLAS数据是沿航迹的离散点,只能覆盖昆常冰川主干部分区域[图9(b)],仍以有限点高程变化代表相应区域的高程变化(图11),图中显示,2014—2018年积蓄区除部分点轻微增高外,其余大部分测高点的高程降低,即积蓄区厚度在减薄,平均减薄(9.77±3.38) m,表明物质从积蓄区迁移到了接收

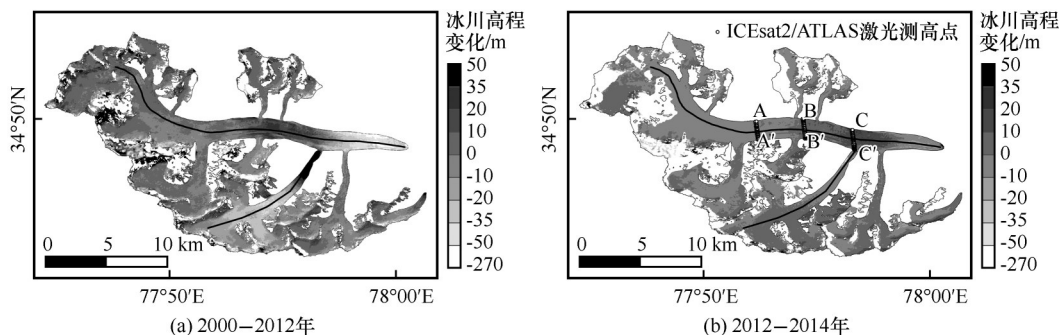


图9 冰川表面高程变化

Fig. 9 Change of glacier surface elevation

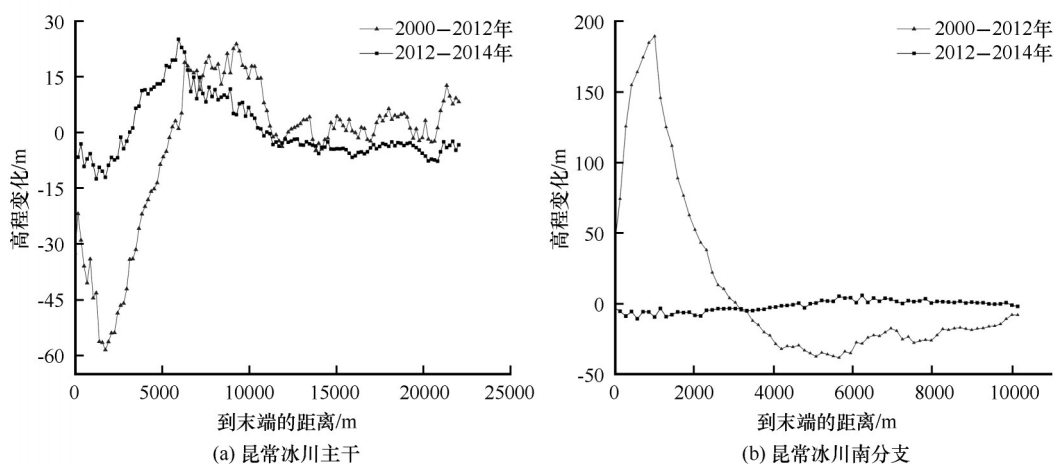


图10 昆常冰川沿主流线的高程变化

Fig. 10 Elevation changes along the mainstream of Kunchang Glacier

区。根据2020年的ICESat-2/ATLAS激光测高数据,可以得到2014—2020年昆常冰川主干中部变化情况[图11(b)~(d)]:A-A'横断面平均减薄( $10.89 \pm 3.38$ ) m;B-B'横断面平均减薄( $3.47 \pm 3.38$ ) m;C-C'横断面平均增厚( $19.67 \pm 3.38$ ) m,这表明物质从积蓄区向接收区转移。

昆常冰川南分支于2004—2005年发生跃动,TSX/TDX的2012年高程可代表跃动后的冰川表面高程信息[图10(b)]。结果表明主流线上距末端2500 m内的冰川表面高程增加,末端最大增厚( $186.82 \pm 1.79$ ) m,而积蓄区表面高程平均下降了( $25.07 \pm 1.79$ ) m,因跃动后表面高程变化相对滞后,相应的高程变化与实际跃动后的高程变化存在一定的偏差。

## 4 讨论

### 4.1 昆常冰川跃动特征

在两次跃动之间的时间称为跃动周期,它包括两个阶段,即跃动阶段和恢复阶段<sup>[2]</sup>。2000—2012

年昆常冰川主干中部高程明显增加,出现明显的跃动前锋,冰舌及末端高程显著降低,符合跃动特征,说明此时冰川已经开始发生跃动;2012—2014年中中部高程增加并向下推进,而冰舌下部高程仍在减薄,期间年均流速曲线符合跃动前锋形态且持续向前推进,处于冰川跃动的加速阶段;2014—2015年期间昆常冰川跃动速度有所减缓,2016年之后冰川主干经历两次快速运动期,第一次从2017-05-19开始到2017-07-30结束,最高流速达到 $2.36 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ;第二次从2018-05-14开始到2018-07-25结束,最高流速达到 $2.12 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ,都历时了2个月左右。2018年8月以后冰川进入恢复阶段,跃动结束。根据昆常冰川时序流速和表面高程变化,可以推断其跃动年份为2007—2019年。从Landsat影像中可以看出,昆常冰川主干末端为表碛覆盖,冰川物质以动力波的形式向下传输,但并未使末端显著前进,本次跃动前锋未超越上一次跃动的前锋终止位置。

与喀喇昆仑山东部的其他跃动冰川对比发现,昆常冰川与位于喀喇昆仑山脉中东部的Hispar冰川

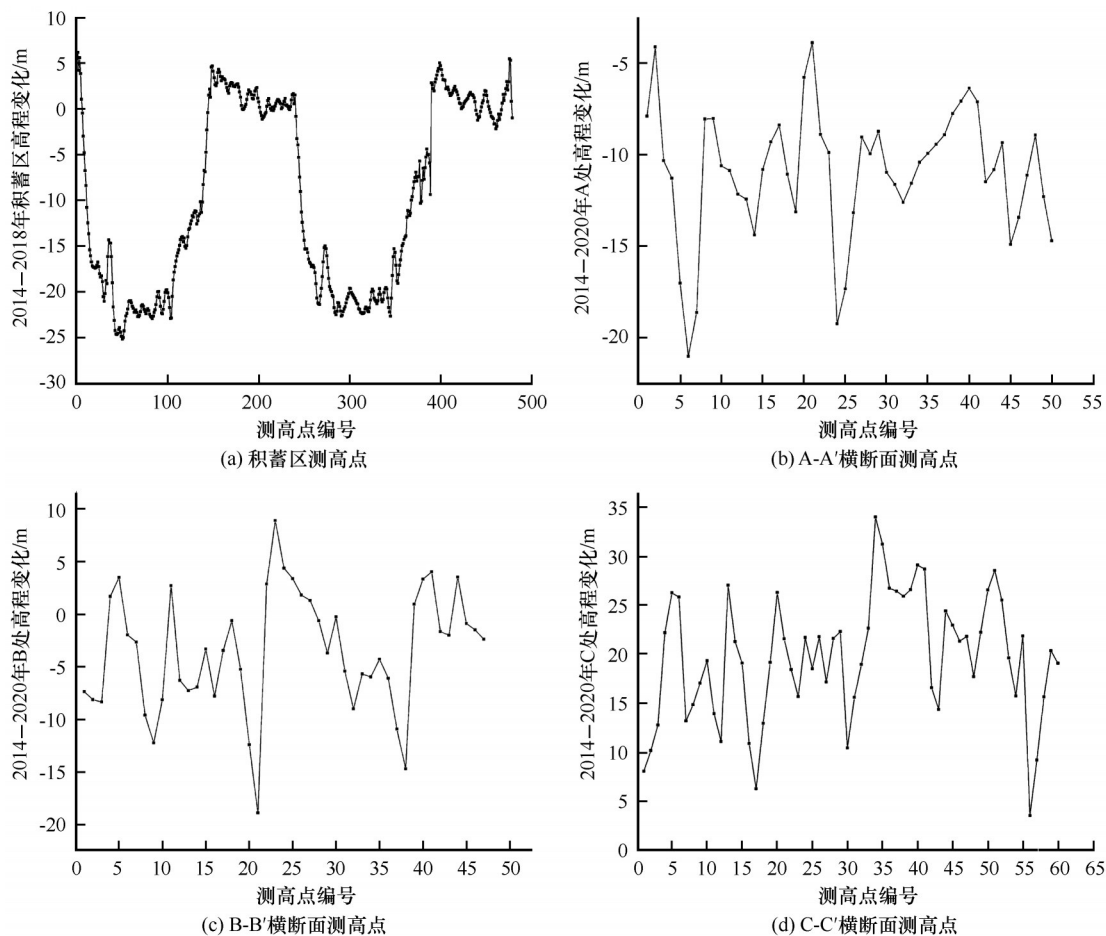


图 11 昆常冰川主干部分区域的高程变化

Fig. 11 Elevation changes in some regions of the trunk of Kunchang Glacier

跃动特征较为相似。Hispar 冰川在 2015 年春季被观测到最大流速高达  $14 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 夏季流速突然下降, 2015 年冬季至 2016 年春季流速再一次增加<sup>[27]</sup>, 其跃动被认为是与冰下水文状况的变化有关, 因此归类为阿拉斯加型。昆常冰川也经历过两次短暂的快速运动, 分别在 2017 年和 2018 年春季的开始, 在夏季排水效率高的 8 月结束, 并且结束持续时间较短, 其特征符合冰下水文条件控制的跃动。近期在喀喇昆仑山中西部的 Khurdopin 冰川<sup>[38]</sup>、Kyagar 冰川<sup>[39]</sup>以及 Shispare 冰川<sup>[40]</sup>也发生过跃动。Khurdopin 冰川在 2015—2017 年的夏季具有最高的跃动速度, 并且历史观测表明其跃动周期约为 20 年; Kyagar 冰川跃动始于 2014 年融化季节, 流速的演化表明其符合水文控制的跃动, 并且推断其跃动周期约为 15~20 年; Shispare 冰川跃动从 2017 年 4—5 月开始, 到 2019 年 6—7 月结束, 其中 2018 年 6 月初观测到 Shispare 冰川的跃动流速峰值约为  $(18 \pm 0.5) \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , 这是喀喇昆仑山使用 SAR 特征匹配方法所报道的最高

流速。Shispare 冰川与 Kyagar 冰川跃动类似, 都以雪崩为主要补给来源, 属于水文条件控制的跃动<sup>[41]</sup>。

本文通过分析发现昆常冰川跃动存在一些不同于已报道的跃动特征: 昆常冰川相对于其他冰川高达每天数十米的跃动速度而言, 其平均跃动速度相对较慢: 2004—2008 年该冰川积蓄区多次出现流速增加现象, 显露出跃动开始的迹象; 2008 年之后冰川平均流速有所降低并趋于稳定, 之后经历两次快速运动期, 于 2018 年进入平静期; 2019 年 5 月及 9 月该冰川中上部区域平均流速两次增加且持续 1~2 个月; 2020 年 5 月昆常冰川中上部区域平均流速再一次增加至  $1.74 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。其次, 观察到昆常冰川跃动持续期长达 10 年左右 (2007—2019 年), 相对于水文控制的跃动持续期 (1~2 年) 而言, 可能更偏向于比如斯瓦尔巴德群岛的经典热条件控制的跃动 (3~10 年)<sup>[42]</sup>, 这表明其他因素可能也影响着跃动, 比如 Lovell 等<sup>[43]</sup>认为喜马拉雅山脉 Sabche 冰川的跃动行

为受到冰下地形的影响,因为在其山谷上方的狭窄区域存在碗状的凹陷区域,更利于冰川物质的堆积。推测昆常冰川积蓄区可能存在类似的粒雪盆。Raymond 等<sup>[44]</sup>认为微跃动发生在融化季节,此时表面融化使得融水输入的速度要比前一个冬天输入的要快,这会导致系统中的水储存和冰床水压的增加,当水压达到足以使冰与冰床分离时,局部会产生微跃动。根据该冰川中上部区域平均流速于 2004 年 9 月、2019 年 5 月和 9 月以及 2020 年 5 月短暂增加,推断冬春季大量雪崩使得昆常冰川的中上部区域很可能发生了微跃动,积蓄区雪崩/微跃动导致了跃动前锋(隆起)形成。

对比 1980—2000 年昆常冰川沿主流线的年均流速(图 12),1989 年相对于其他年份出现异常高值,可能发生了跃动,初步推断昆常冰川近两次跃动之间的间隔约为 30 年。根据 2016 年跃动开始之前发生过微跃动,推测昆常冰川在跃动前其中上部区域可能会发生微跃动,这可能为识别跃动开始提供依据。另外,在其积蓄区每隔一段时间便出现异常高的流速值,可能是雪崩,印证了 Gardner 等<sup>[45]</sup>提出的喀喇昆仑山冰川跃动的发生可能受雪崩造成的碎屑物质异常堆积的影响;东喀喇昆仑山的冰川与西喀喇昆仑山的冰川相比,海拔位置相对更高,处于季风和西风降水的雨影区中,故降水量较大<sup>[46]</sup>,并且积蓄区较为陡峭,在降水增多的趋势下,容易发生雪崩。

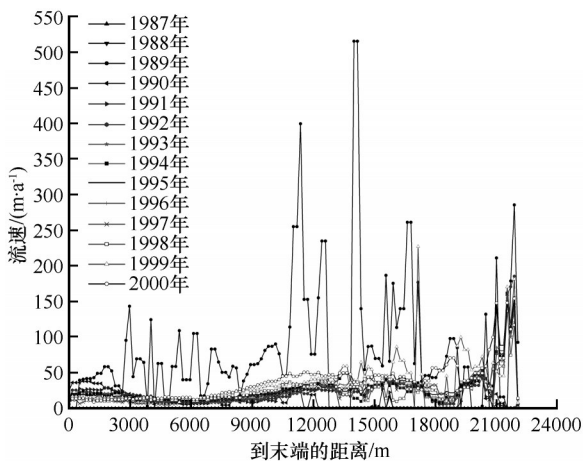


图 12 1987—2000 年昆常冰川主干沿主流线流速变化

Fig. 12 Velocity variation along the mainstream of the trunk of Kunchhang Glacier during 1987—2000

#### 4.2 昆常冰川支流跃动情况

Landsat 于 1998 年 9 月 16 日的影像显示[图 13

(b)],昆常五号冰川的末端存在冰湖,面积约为 0.17 km<sup>2</sup>。通过对比 1991 年 8 月 29 日的影像,此冰湖为阻塞湖。2003 年 7 月 20 日冰湖面积达到最大,约为 0.5 km<sup>2</sup>,2005 年 8 月 26 日,冰川末端前进,冰湖消失。

比较不同时期的冰川边界发现:从 1998 年 9 月到 2011 年 8 月,昆常五号冰川的末端一直在前进[图 13(e)]。1998 年 9 月到 2003 年 9 月,冰舌末端缓慢向前推进 0.11 km<sup>2</sup>,整体形态未发生明显改变。2003 年 9 月到 2004 年 9 月,冰川末端大幅度推进,长度显著增加,这一年推进的面积增加了 0.47 km<sup>2</sup>,冰舌的前端开始扩张,形态较一年前有显著变化。2004 年 9 月到 2005 年 8 月,冰川末端继续向前推进,并且在这一年前端冰湖消失,冰川面积增加了 0.78 km<sup>2</sup>。从 2005 年 8 月到 2011 年 8 月,分支末端持续推进,最终与昆常冰川主干汇合。

通过对比 Landsat TM 影像,可以判断昆常冰川南分支于 2004—2005 年发生跃动,致使冰湖消失。对 Envisat/ASAR 影像提取的主流线各时段表面流速进行分析,统计结果如图 14 所示。可知,从 2004-08-21 开始,流速变化很快,最高峰出现在距离末端大约 9 km 的位置,表面速度达到 2 m·d<sup>-1</sup>;距离末端 6 km 位置出现次高峰,表面速度达到 1.8 m·d<sup>-1</sup>;2004-10-30 到次年 2 月冬季整体流速减缓;2005-02-12 至 2005-03-19 期间,冰川中部的两处区域流速显著增高,最高达 1.6 m·d<sup>-1</sup>;2005 年 3 月开始,流速整体变缓,到 2005-05-28 时流速降至 0.25 m·d<sup>-1</sup>,2005 年夏季冰川进入平静期。

#### 5 结论

本文基于多源遥感数据对东喀喇昆仑山的昆常冰川跃动过程中的流速与表面高程变化进行分析,结果表明:

(1)喀喇昆仑山东部的昆常冰川主干在跃动期(2007—2019 年)内经历过两次快速运动,第一次从 2017-05-19 开始到 2017-07-30 结束;第二次从 2018-05-14 开始到 2018-07-25 结束;两次快速运动都在夏季排水效率高的 8 月结束,结束持续时间较短,推断该冰川跃动属于冰下水文控制的阿拉斯加型跃动,触发跃动的原因可能为积蓄区较多的降水、频繁的雪崩导致积蓄区物质增加而冰舌强烈的减薄,冰川物质分布不平衡导致物质快速从积蓄区以物质波的形式向接收区进行传输,冰川末端并未显著前

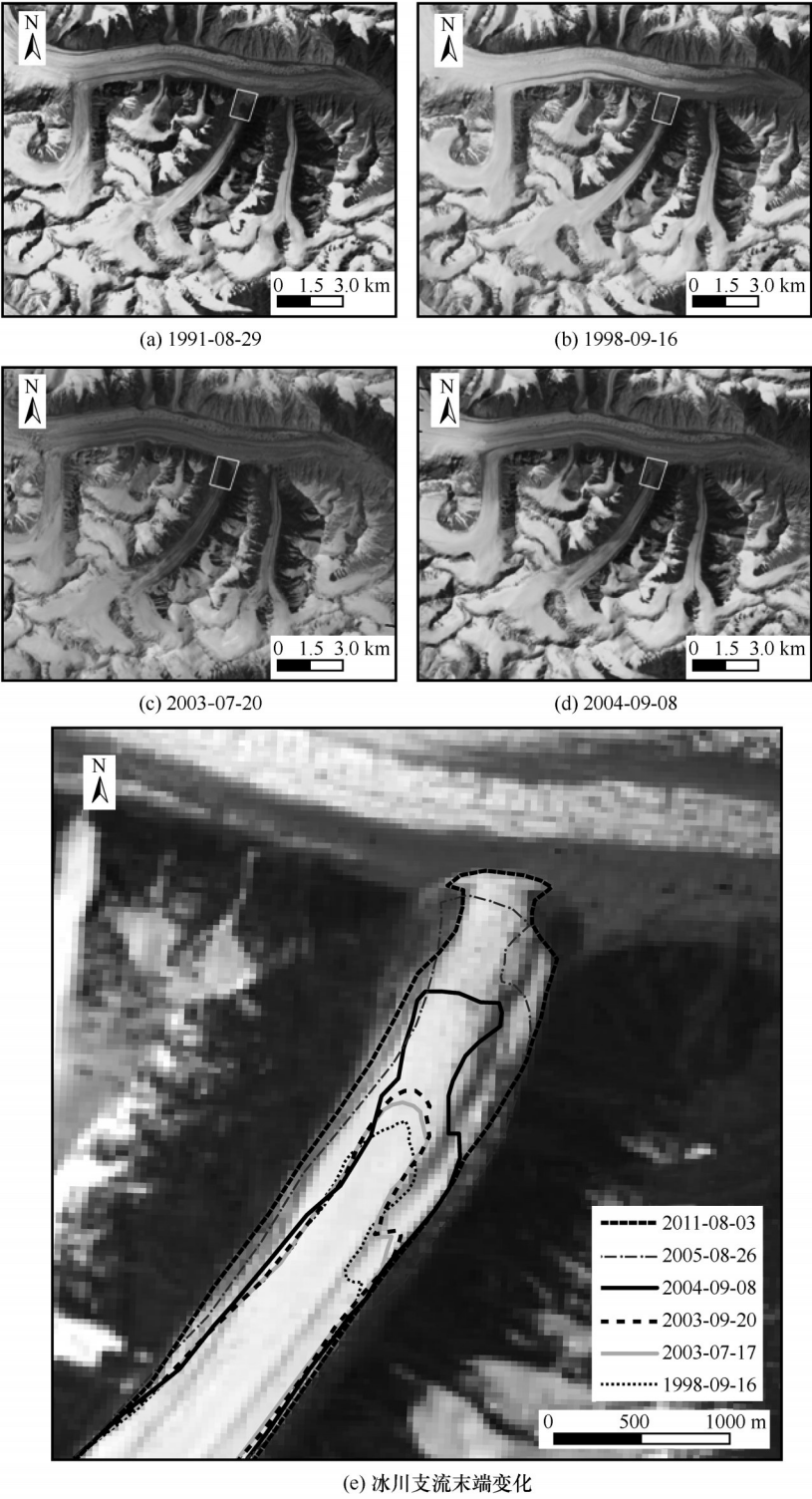


图 13 冰湖及冰川支流末端变化

Fig. 13 Changes of glacial lake and glacier branch terminal

进。昆常冰川中上部区域平均流速多次短暂增加，很可能发生了微跃动。对比 ITS\_LIVE 计划中昆常冰川沿主流线的年均流速，初步确定昆常冰川近两次跃动之间的间隔约为 30 年。

(2) 昆常冰川积蓄区雪崩使冰川物质堆积，从

而导致 2000—2012 年主干中部隆起，高程明显增加；2012—2014 年积蓄区继续减薄，隆起向下推移；结合流速变化，可以得出自 2007 年以来昆常冰川已经处于跃动前期。对比冰川积蓄区 2018 年以及冰川中部 2020 年的 ICESat-2 的激光测高数据，发现

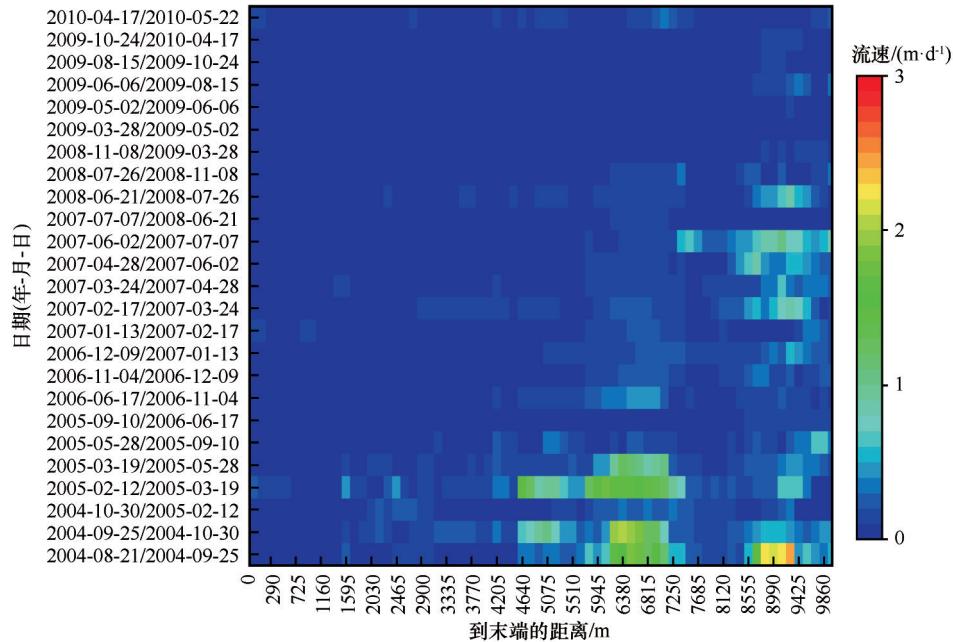


图 14 昆常冰川南分支主流线上各时段表面流速

Fig. 14 Surface velocity along the mainstream of the southern branch of Kunchhang Glacier in different periods

2014—2018 年积蓄区厚度减薄, 平均减薄  $(9.77 \pm 3.38)$  m; 2014—2020 年昆常冰川主干中部平均增厚  $(19.67 \pm 3.38)$  m。

(3) 昆常冰川南分支在 2004—2005 年间发生跃动, 致使分支末端的小冰湖完全被冲毁, 2005 年夏季进入平静期, 其末端已与昆常冰川主干汇合。跃动后末端最大增厚  $(186.82 \pm 1.79)$  m, 积蓄区表面高程平均下降了  $(25.07 \pm 1.79)$  m, 2012—2014 年时高程基本处于平衡状态。

#### 参考文献 (References):

- [1] Clarke G K C, Schmok J P, Ommanney C S L, et al. Characteristics of surge-type glaciers [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(B7): 7165-7180.
- [2] Xie Zichu, Liu Chaohai. Introduction to glaciology [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2010: 270-283. [谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论 [M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2010: 270-283.]
- [3] Jiskoot H, Boyle P, Murray T. The incidence of glacier surging in Svalbard: evidence from multivariate statistics [J]. *Computers & Geosciences*, 1998, 24(4): 387-399.
- [4] Meier M F, Post A. What are glacier surges? [J]. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 1969, 6(4): 807-817.
- [5] Frappé T-P, Clarke G K C. Slow surge of Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada [J/OL]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2007, 112(F3) [2021-08-08]. <https://doi.org/10.1029/2006JF000607>.
- [6] Quincey D J, Glasser N F, Cook S J, et al. Heterogeneity in Karakoram glacier surges [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2015, 120(7): 1288-1300.
- [7] Chudley T R, Willis I C. Glacier surges in the north-west West Kunlun Shan inferred from 1972 to 2017 Landsat imagery [J]. *Journal of Glaciology*, 2018, 65(249): 1-12.
- [8] Kotlyakov V M, Osipova G B, Tsvetkov D G. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space [J]. *Annals of Glaciology*, 2008, 48(1): 125-134.
- [9] Pieczonka T, Bolch T. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery [J]. *Global and Planetary Change*, 2015, 128: 1-13.
- [10] Mukherjee K, Bolch T, Goerlich F, et al. Surge-type glaciers in the Tien Shan (Central Asia) [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2017, 49(1): 147-169.
- [11] Hagen J O. Glacier surge at Usherbreen, Svalbard [J]. *Polar Research*, 1987, 5(2): 239-252.
- [12] Jiskoot H, Juhlin D T. Surge of a small East Greenland glacier, 2001-2007, suggests Svalbard-type surge mechanism [J]. *Journal of Glaciology*, 2009, 55(191): 567-570.
- [13] Jonsson S A, Schomacker A, Benediktsson I O, et al. The drumlin field and the geomorphology of the Mulajokull surge-type glacier, central Iceland [J]. *Geomorphology*, 2014, 207: 213-220.
- [14] Sevestre H, Benn D I. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging [J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(228): 646-662.
- [15] Barrand N E, Murray T. Multivariate controls on the incidence of glacier surging in the Karakoram Himalaya [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2006, 38(4): 489-498.
- [16] Minora U, Bocchiola D, D'Agata C, et al. 2001-2010 glacier changes in the Central Karakoram National Park: a contribution to evaluate the magnitude and rate of the "Karakoram anomaly" [J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(3): 2891-2941.
- [17] Kotlyakov V M, Osipova G B, Tsvetkov D G. Fluctuations of unstable mountain glaciers: scale and character [J]. *Annals of Glaciology*, 1997, 24: 338-343.
- [18] Copland L, Sylvestre T, Bishop M P, et al. Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram [J]. *Arctic,*

- Antarctic, and Alpine Research, 2018, 43(4): 503-516.
- [19] Mayer C, Fowler A C, Lambrecht A, et al. A surge of North Gasherbrum Glacier, Karakoram, China[J]. *Journal of Glaciology*, 2011, 57(205): 904-916.
- [20] Robin G de Q. Initiation of glacier surges[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1969, 6(4): 919-928.
- [21] Murray T, Strozzi T, Luckman A, et al. Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions[J/OL]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, 108 (B5) [2021-08-08]. <https://doi.org/10.1029/2002JB001906>.
- [22] Kamb B, Raymond C F, Harrison W D, et al. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska [J]. *Science*, 1985, 227(4686): 469-479.
- [23] Quincey D J, Braun M, Glasser N F, et al. Karakoram glacier surge dynamics [J/OL]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38 (18) [2021-08-08]. <https://doi.org/10.1029/2011GL049004>.
- [24] Fu Xiyu, Zhou Jianmin. Recent surge behavior of Walsh Glacier revealed by remote sensing data[J/OL]. *Sensors*, 2020, 20 (3) [2021-08-08]. <https://doi.org/10.3390/s20030716>.
- [25] Wang Sisheng, Jiang Liming, Sun Yongling, et al. Evaluation of methods for deriving mountain glacier velocities with ALOS PALSAR images: a case study of Skyang Glacier in central Karakoram[J]. *Remote Sensing of Land and Resources*, 2016, 28(2): 54-61. [王思胜, 江利明, 孙永玲, 等. 基于 ALOS PALSAR 数据的山地冰川流速估算方法比较: 以喀喇昆仑地区斯克洋坎力冰川为例[J]. *国土资源遥感*, 2016, 28(2): 54-61.]
- [26] Strozzi T, Luckman A, Murray T, et al. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2002, 40 (11): 2384-2391.
- [27] Paul F, Strozzi T, Schellenberger T, et al. The 2015 surge of Hispar Glacier in the Karakoram[J]. *Remote Sensing*, 2017, 9 (9): 1-18.
- [28] Hewitt K. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the 'elevation effect', Karakoram Himalaya[J]. *Mountain Research and Development*, 2005, 25: 332-340.
- [29] Ageta Y, Fujita K. Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan Plateau [J]. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1996, 32: 61-65.
- [30] Wessel B, Huber M, Wohlfart C, et al. Accuracy assessment of the global TanDEM-X digital elevation model with GPS data [J]. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2018, 139(5): 171-182.
- [31] Huang Lei, Li Zhen. Comparison of SAR and optical data in deriving glacier velocity with feature tracking[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2011, 32(9/10): 2681-2698.
- [32] Jiang Zongli, Liu Shiyin, Xu Junli, et al. Surface velocity estimation of Yengisogat Glacier by using SAR feature-tracking [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(3): 512-518. [蒋宗立, 刘时银, 许君利, 等. 应用 SAR 特征匹配方法估计音苏盖提冰川表面流速[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(3): 512-518.]
- [33] Neckel N, Braun A, Kropáček J, et al. Recent mass balance of the Purogangri ice cap, central Tibetan Plateau, by means of differential X-band SAR interferometry [J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(2): 1623-1633.
- [34] Rankl M, Braun M. Glacier elevation and mass changes over the central Karakoram region estimated from TanDEM-X and SRTM/X-SAR digital elevation models[J]. *Annals of Glaciology*, 2016, 51(71): 273-281.
- [35] 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.
- [36] Bolch T, Pieczonka T, Benn D I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery[J]. *The Cryosphere*, 2011, 5(2): 349-358.
- [37] Pritchard H, Murray T, Strozzi T, et al. Surge-related topographic change of the glacier Sortebrae, East Greenland, derived from synthetic aperture radar interferometry [J]. *Journal of Glaciology*, 2003, 49(166): 381-390.
- [38] Steiner J F, Kraaijenbrink P D A, Jiduc S G, et al. Brief communication: the Khurdopin glacier surge revisited: extreme flow velocities and formation of a dammed lake in 2017 [J]. *The Cryosphere*, 2018, 12(1): 95-101.
- [39] Round V, Leinss S, Huss M, et al. Surge dynamics and lake outbursts of Kyagar Glacier, Karakoram [J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(2): 723-739.
- [40] Bhambri R, Hewitt K, Kawishwar P, et al. Ice-dams, outburst floods, and movement heterogeneity of glaciers, Karakoram [J]. *Global and Planetary Change*, 2019, 180: 100-116.
- [41] Bhambri R, Watson C S, Hewitt K, et al. The hazardous 2017-2019 surge and river damming by Shispare Glacier, Karakoram [J/OL]. *Scientific Reports*, 2020, 10 [2021-08-08]. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-61277-8>.
- [42] Dowdeswell J A, Hamilton G S, Ove H J. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions[J]. *Journal of Glaciology*, 1991, 37(127): 388-400.
- [43] Lovell A M, Carr J R, Stokes C R. Topographic controls on the surging behaviour of Sabche Glacier, Nepal (1967 to 2017) [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2018, 210: 434-443.
- [44] Raymond C F, Malone S. Propagating strain anomalies during mini-surges of Variegated Glacier, Alaska, U. S. A. [J]. *Journal of Glaciology*, 1986, 32(111): 178-191.
- [45] Gardner J S, Hewitt K. A surge of Bualtar Glacier, Karakoram Range, Pakistan: a possible landslide trigger [J]. *Journal of Glaciology*, 1990, 36(123): 159-162.
- [46] Bolch T, Kulkarni A, Kääb A, et al. The state and fate of Himalayan glaciers[J]. *Science*, 2012, 336(6079): 310-314.

## Characteristics of recent surging of Kunchhang Glacier, East Karakoram

YANG Jingrui<sup>1</sup>, JIANG Zongli<sup>1</sup>, LIU Shiyin<sup>2</sup>, WANG Xin<sup>1</sup>,  
ZHANG Yong<sup>1</sup>, ZHANG Zhen<sup>3</sup>, WEI Junfeng<sup>1</sup>

(1. Hunan Provincial Key Laboratory of Geo-Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, Hunan, China; 2. Institute of International Rivers and Eco-security, Yunnan University, Kunming 650500, China; 3. School of Geomatics, Anhui University of Science and Technology, Huainan 232001, Anhui, China)

**Abstract:** The process and characteristics of glacier surging are important to understand glacier surging mechanism. In this paper, the velocity and surface elevation of Kunchhang Glacier, East Karakoram are obtained and analyzed by using Envisat-1/ASAR, Sentinel-1A, TerraSAR-X/TanDEM-X datasets. The results show that from 2000 to 2012, the average thickness increasing of the central glacier upstream was  $(10.19 \pm 1.79)$  m, and the glacier receiving area was mainly melting, with an average thinning of  $(39.71 \pm 1.79)$  m; from 2012 to 2014, the formed bulge moved downward, with an average thickness increasing of  $(8.21 \pm 1.37)$  m; combined with ICESat-2 laser altimetry data in 2018 and 2020, it is found that the overall thickness of reservoir area decreased by  $(9.77 \pm 3.38)$  m, and the average thickness of central trunk (receiving area) was  $(19.67 \pm 3.38)$  m. Surface velocity of the trunk of glacier has increased significantly since 2007, and has experienced two rapid flow periods during 2017—2018, and the maximum velocity of the two stages reaches  $2.36 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  and  $2.12 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , respectively. According to change of elevation and characteristics of flow velocity, we consider that Kunchhang Glacier experienced surging from 2007 to 2019. The time series of velocity shows that Kunchhang Glacier was likely to be formed by mini-surge / avalanche in the reservoir area (surge front), and the two rapid movements suddenly decelerated at the end of summer. It is likely that the opening of the subglacial hydrological channel reduced the hydrostatic pressure under the ice, leading to the surge terminate, which belongs to the Alaskan-type. According to the analysis of ITS\_LIVE velocity data, the period of the surge is about 30 years. Comparing with the Landsat images of time series, it is found that the southern branch of Kunchhang Glacier experienced surging from 2004 to 2005, resulting in the disappearance of the small glacial lake between the terminus and the glacier trunk.

**Key words:** glacier surging; glacier surface velocity; TerraSAR-X/TanDEM-X; ICESat-2/ATLAS; East Karakoram

(责任编辑: 王宁练; 编辑: 武俊杰)