

# 东帕米尔高原昆盖山跃动冰川遥感监测研究

张震<sup>1</sup>, 刘时银<sup>2,3,4\*</sup>, 魏俊锋<sup>5</sup>, 蒋宗立<sup>5</sup>

(1. 安徽理工大学测绘学院, 安徽 淮南 232001; 2. 云南省国际河流与跨境生态安全重点实验室, 昆明 650500; 3. 云南大学国际河流与生态安全研究院, 昆明 650500; 4. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000; 5. 湖南科技大学资源环境与安全工程学院, 湖南 湘潭 411201)

**摘要:**冰川跃动是冰川周期性地快速运动, 给下游生命财产安全带来巨大威胁。对已经发现的跃动冰川进行监测不仅有助于提高对冰川跃动机理的认识, 而且对冰川跃动灾害预警预报和风险评估都具有重要的意义。在中国第二次冰川编目中发现, 1963-2009年东帕米尔高原昆盖山的5Y663L0023冰川末端发生大幅前进。本文利用Landsat影像、ASTER立体像对等数据对该冰川前进过程进行监测研究。结果表明: 该冰川于1990-1992年和2007-2013年分别前进 $81\pm 30$  m和 $811\pm 30$  m, 其中2007-2013年的前进属于跃动引发的前进。其中跃动最高峰在2007年8月21日-2008年10月26日, 期间 $32.7\times 10^6$  m<sup>3</sup>的冰体发生卸载, 导致末端前进了 $704\pm 30$  m, 面积扩张了0.34 km<sup>2</sup>。针对东帕米尔地区跃动冰川周期研究的空白, 本文认为该冰川跃动周期中跃动期为4 a, 平静期最短为15 a左右。该冰川属于多温型冰川, 跃动受热力学机制影响的可能性较大, 但液态降水、冰雪融水的增加也是影响因素。

**关键词:**跃动冰川; 遥感; 高程变化; 立体像对; 东帕米尔高原; 昆盖山

## 1 引言

冰川跃动是冰川中动力系统的不稳定性而产生周期性急剧加速移动, 使冰体重新分布而总质量不变的现象(Kotlyakov et al, 1990)。冰川跃动对下游生命财产安全带来巨大威胁, 可能引起冰崩、泥石流、河道阻塞、冰湖溃决洪水等次生灾害的产生。世界主要冰川作用区均有冰川跃动现象的报道(Sevestre et al, 2015), 国内近年来也有零星跃动冰川的报道(张文敬, 1983; 杨建平等, 2003; 上官冬辉等, 2005; 刘景时等, 2009; 郭万钦等, 2012; 李成秀等, 2013; 许艾文等, 2016; 张震等, 2016;), 其中东帕米尔公格尔峰2015年发生的冰川跃动(张震等, 2016)和阿汝错2016年发生冰川崩塌(Tian et al,

2016)造成了人员伤亡和财产损失, 引起新闻媒体和科研工作者的广泛关注。由于目前对冰川跃动机理的认识还不清晰, 大量原始资料的缺失使得冰川跃动研究较为困难, 因此有必要对国内已有跃动冰川和潜在跃动冰川进行系统性调查和编目。在编目中最重要的环节是跃动冰川的识别, 即较为准确地区分跃动冰川与常态冰川。一般情况下, 可根据冰川表面高程及厚度的变化、冰川表面构造的变化、冰舌末端的变化、冰川水系的变化、冰川运动速度的变化等对跃动冰川进行识别。由于野外观测难度极大, 遥感技术可为上述跃动阶识别提供很好的手段。其中高程变化的遥感监测可较准确地识别跃动冰川。

东帕米尔高原是我国西部巨大山系, 由于其极

收稿日期: 2017-11-26; 修订日期: 2018-09-21。

**基金项目:**国家自然科学基金项目(41701087, 41471067, 41501294); 科技部科技基础性工作专项项目(2013FY111400); 云南大学引进人才科研项目(YJRC3201702) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41701087, No.41471067, No.41501294; Fundamental Program from the Ministry of Science and Technology of China (MOST), No.2013FY111400; Research Funds Provided to New Recruitments of Yunnan University, No.YJRC3201702]。

**作者简介:**张震(1988-), 男, 安徽太和人, 博士, 讲师, 主要从事冰川遥感研究, E-mail: zhangzhen@aust.edu.cn。

**通讯作者:**刘时银(1963-), 男, 河南信阳人, 博士, 研究员, 主要从事冰川研究, E-mail: shiyin.liu@ynu.edu.cn。

**引用格式:**张震, 刘时银, 魏俊锋, 等. 2018. 东帕米尔高原昆盖山跃动冰川遥感监测研究[J]. 地理科学进展, 37(11): 1545-1554. [Zhang Z, Liu S Y, Wei J F, et al. 2018. Monitoring a glacier surge in the Kungey Mountain, eastern Pamir Plateau using remote sensing[J]. Progress in Geography, 37(11): 1545-1554.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2018.11.010

高海拔而发育众多规模较大的冰川,是下游喀什地区水资源源区。受局地气候的影响,该地区冰川变化空间差异显著(Zhang et al, 2016)。近年来以冰川物质正平衡(Yao et al, 2012)、冰川跃动(张震等, 2016)、冰川前进(Zhang et al, 2016)为特点的帕米尔喀喇昆仑山(冰川)异常现象(Hewitt, 2005; Gardelle et al, 2013),使得该区域成为冰川研究的热点区域。目前东帕米尔地区跃动冰川周期和具体原因还不清晰,本文以东帕米尔地区近50年前进幅度最大的一条冰川(冰川编号: 5Y663L0023,位于昆盖山西南坡)为研究对象,利用1972年以来的Landsat影像和2001、2007、2008、2013年ASTER立体像对对跃动前后冰川长度、面积、高程变化进行了监测分析,对跃动周期、跃动原因进行了探讨,以深化对冰川跃动的认识。

## 2 研究区概况

昆盖山位于东帕米高原中部,近东西走向,长约120 km,宽约40 km,其北为外阿赖山,南为公格尔和慕士塔格山,西为萨雷阔勒岭,东部为塔克拉玛干沙漠,海拔相对于公格尔和慕士塔格山较低,但山脊主线仍然在6000 m以上。昆盖山共发育现代冰川288条,面积588.5 km<sup>2</sup>。本文研究的5Y663L0023冰川(图1)系位于西南坡的一条冰川,

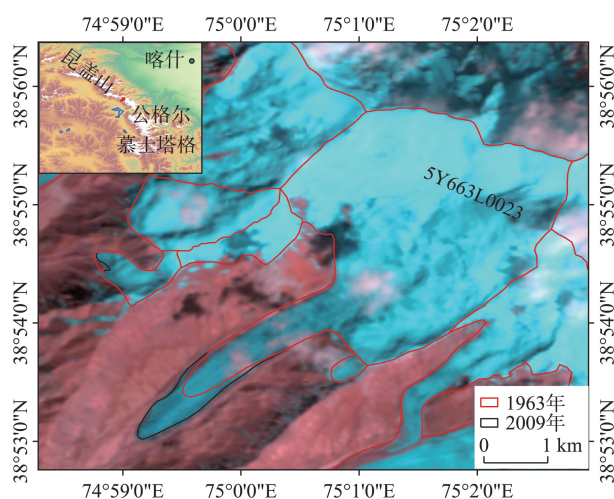


图1 研究区示意图及5Y663L0023冰川1963年和2009年冰川编目的边界范围

(图中底图为2009年9月19日Landsat TM影像)

Fig.1 The study area and glacier distribution,1963 and 2009  
(Background image: Landsat 5 TM of 19 September 2009)

根据中国第二次冰川编目(刘时银等, 2015),该冰川2009年的面积为10.5 km<sup>2</sup>,冰川积累区面积比率较大,达0.85,雪线高度5100 m,作用正差(雪线与山顶之间的高程差)为1100 m。东帕米尔地区气候寒冷而干燥,根据塔什库尔干气象站(海拔3090 m)的观测资料,1957-2012年年均气温3.56℃,年均总降水量75.2 mm。

## 3 数据与方法

### 3.1 数据

本文主要采用中国第一次和第二次冰川编目、Landsat、ASTER立体像对等数据(表1)。冰川编目和Landsat数据主要用于冰川长度变化的监测,ASTER立体像对数据主要用于冰川高程变化的监测。ASTER是搭载Terra卫星的一个对地观测传感器,拥有可见光与近红外(VNIR)、短波红外(SWIR)、热红外(TIR)三个不同空间分辨率的子系统。VNR(VNIR)的3N和3B波段可以构成基高比(B/H)为0.6的立体像对(Toutin, 2008)。本文使用的是经过重构的未经处理的数据Level 1A,在ENVI软件中提取DEM,平面和垂直控制点分别来自Landsat影像和地形图,分辨率设为30 m,坐标系统一为WGS84/EGM96。此外,气象数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>)。

### 3.2 方法

#### 3.2.1 冰川面积、长度提取方法

冰川跃动过程中的面积和长度的变化是基于冰川边界提取的。1963年和2009年两期冰川边界是基于修订后的中国第一次和第二次冰川编目获取的,然后基于Landsat影像,通过人工修订的方法解译得出其他期的冰川边界(孙美平等, 2015; 邢武成等, 2017; 张慧等, 2017)。冰川长度的提取首先基于面积最大的一期边界提取主流线(姚晓军等, 2015),然后利用其他期的冰川边界对其进行分割,即可得到不同时期的冰川长度。

#### 3.2.2 DEM配准方法

不同DEM之间可能存在空间匹配误差,因此在研究冰川高程变化前有必要对该误差进行减少或消除,即以—个DEM为基准对另一个DEM进行配准。不同DEM数据间的高程偏差( $dh$ )与坡度( $\alpha$ )、坡向( $\varphi$ )存在下式所示的理论关系(Nuth et al, 2011):

表 1 本研究所使用的 ASTER 及 Landsat 数据

Tab.1 The ASTER and Landsat images used in our study

影像	日期	最高空间分辨率/m	主要用途
ASTER	2001 年 2 月 22 日	15	提取冰川表面高程
ASTER	2007 年 8 月 21 日	15	提取冰川表面高程
ASTER	2008 年 10 月 26 日	15	提取冰川表面高程
ASTER	2013 年 7 月 29 日	15	提取冰川表面高程
Landsat TM	1991 年 3 月 26 日	30	提取冰川长度和面积
Landsat TM	1992 年 7 月 18 日	30	提取冰川长度和面积
Landsat TM	2009 年 7 月 26 日	30	提取冰川长度和面积
Landsat TM	2011 年 5 月 4 日	30	提取冰川长度和面积
Landsat ETM+	2007 年 8 月 5 日	15	提取冰川长度和面积
Landsat ETM+	2007 年 9 月 22 日	15	提取冰川长度和面积
Landsat ETM+	2007 年 11 月 9 日	15	提取冰川长度和面积
Landsat ETM+	2008 年 5 月 3 日	15	提取冰川长度和面积
Landsat ETM+	2008 年 10 月 26 日	15	提取冰川长度和面积
Landsat OLI	2013 年 10 月 9 日	15	提取冰川长度和面积

$$\frac{dh}{\tan(\alpha)} = a \times \cos(b - \varphi) + c \tag{1}$$

$$c = \frac{\overline{dh}}{\tan(\bar{\alpha})} \tag{2}$$

式中： $\overline{dh}$  为两期 DEM 的高程差(垂直偏移量)； $\bar{\alpha}$  为基准 DEM 的平均坡度； $a$ 、 $b$ 、 $c$  为参数，根据不同 DEM 之间的拟合即可求出。那么不同 DEM 数据间  $x$ 、 $y$  和  $z$  方向上的偏移量如式(3)–(5)所示：

$$x = a \times \sin(b) \tag{3}$$

$$y = a \times \cos(b) \tag{4}$$

$$z = c \times \tan(\bar{\alpha}) \tag{5}$$

经过公式(3)–(5)完成一次平移后的 DEM 不一定能够完全消除空间匹配误差，一般需把一次平移后的 DEM 再次进入迭代过程，Nuth 等(2011)推荐迭代结束的条件是  $dh$  标准差减少低于 2% 或者平移不足 0.5 m。DEM 配准时选择非冰川区稳定区域。不同 DEM 数据间的高程差可能会出现异常值，进而影响参数的拟合，因此，在 DEM 配准前须对异常值进行剔除。有研究者使用固定阈值比如高程偏差超过  $\pm 100$  m 对异常值进行剔除(Bolch et al, 2011)，也有研究者根据统计值 5% 和 95% 的分位数剔除异常值(Pieczonka et al, 2013)，本文在 DEM 配准时，根据实际情况选择 5% 和 95% 的分位数进行异常值剔除。不同 DEM 之间的偏移量如表 2 所示。

3.2.3 不确定性分析

冰川长度的不确定性( $E_L$ )评估公式为：

表 2 不同 DEM 之间的偏移量(单位 m)

Tab.2 The  $x$ - $y$ - $z$ -shift vector between two DEMs (Unit: m)

基准 DEM	待配准 DEM	$x$ 偏移量	$y$ 偏移量	$z$ 偏移量
2001DEM	2007DEM	20.25	15.51	-0.73
2007DEM	2008DEM	-3.36	-6.21	4.01
2008DEM	2013DEM	16.74	4.48	-27.35

$$E_L = \frac{\lambda}{2} + \varepsilon \tag{6}$$

式中： $\lambda$  为像元大小； $\varepsilon$  为影像正射校正的精度。冰川长度变化的不确定性( $E_{LC}$ )评估公式为：

$$E_{LC} = \sqrt{E_{L1}^2 + E_{L2}^2} \tag{7}$$

式中： $E_{L1}$  和  $E_{L2}$  分别为两期的冰川长度不确定性。本文采用的是 USGS 正射校正后的 Landsat 影像。研究显示其正射校正的精度( $\varepsilon$ ) 在 0.5 个像元左右(郭万钦等, 2012)。

冰川边界精度小于半个像元，因此以半个像元为直径对冰川轮廓线作缓冲区，其缓冲区面积即为冰川面积的不确定性。其变化的不确定性( $E_{AC}$ )可用下式评估：

$$E_{AC} = \sqrt{E_{A1}^2 + E_{A2}^2} \tag{8}$$

式中： $E_{A1}$  和  $E_{A2}$  为两期边界的不确定性。

不同 DEM 在配准后仍然存在一定的高程差残差，该高程差残差一般通过无冰区的标准平均误差( $SE$ )进行评估(Bolch et al, 2011)：

$$SE = STDV_{\text{noglac}} / \sqrt{N} \tag{9}$$



式中: $N$ 为采样像元的个数。为消除DEM空间自相关对误差评估的影响, $N$ 实际为去除自相关后的像元个数。本文采用Bolch等(2011)采用的保守的估计,针对30 m分辨率的DEM以600 m为去自相关距离。高程变化的不确定性( $\sigma$ )可用非冰川区稳定区域的残差平均值( $MED$ )和 $SE$ 表示:

$$\sigma = \sqrt{MED^2 + SE^2} \quad (10)$$

高程变化不确定性评估结果如表3所示。

## 4 结果与讨论

### 4.1 遥感长度、面积变化监测

虽然并非所有的跃动冰川都会表现出末端前进,比如距离5Y663L0023冰川仅30 km的克拉牙依拉克冰川2015年跃动后至今未发生末端前进(Shangguan et al, 2016),但是冰川末端的快速前进现象是冰川跃动遥感识别最显著的特征。本文通过对Landsat影像进行分析(图2、图3),5Y663L0023冰川1990年以前末端长度没有发生明显变化,1990-1992年间发生了缓慢前进,期间末端前进了 $81 \pm 30$  m;1993-2007年冰川末端没有明显变化。冰川大幅度前进主要发生在2007年8月5日-11月9日,期间冰川前进了 $538 \pm 30$  m(图2、图3);其次是2008年冰川前进了 $166 \pm 30$  m;再次是2009-2011年冰川前进了 $107 \pm 30$  m;2011-2017年冰川末端没有发生明显变化。从冰川前进幅度可以推测,2007-2011年该冰川发生过跃动,其跃动期有4 a,2011年之后冰川进入平静期。

1963-2011年,5Y663L0023冰川面积从 $10.06 \pm 0.10$  km<sup>2</sup>增加到 $10.55 \pm 0.27$  km<sup>2</sup>。冰川长度与冰川面积变化趋势基本一致(图2),冰川面积增长主要发生在2007年8月5日-11月9日,期间冰川面积增加了 $0.38 \pm 0.03$  km<sup>2</sup>,占1963-2011年面积总扩张面积的78%;2011-2017年冰川面积没有变化。

### 4.2 遥感高程变化监测

为了定量分析跃动冰川表面高程变化过程,本文选择质量较好的2001年2月22日、2007年8月21日、2008年10月26日、2013年7月29日四期ASTER立体像对数据对跃动前后的冰川高程变化进行分析。与冰川面积变化和长度变化情况类似,高程变化主要发生在2007-2008年(图3、图4)。根据2001-2007年冰川高程变化监测结果(图4)可以看出,2007年8月21日前该冰川已经开始跃动。结合长度和面积变化的监测(图2和图3)得知,冰川跃动开始启动时间可能在2007年8月21日前,CD处冰体开始卸载,至2007年8月21日卸载冰体体积达 $6.6 \times 10^6$  m<sup>3</sup>。2007年8月21日-2008年10月26日,CD处冰体继续卸载并带动BC处冰体卸载,卸载体积(BD处)合计 $32.7 \times 10^6$  m<sup>3</sup>(其中CD处卸载体积 $21.9 \times 10^6$  m<sup>3</sup>),大量冰体卸载引发冰川大幅度前进( $704 \pm 30$  m),面积增加 $0.34 \pm 0.03$  km<sup>2</sup>,末端抬高最高可达 $128.17 \pm 0.17$  m。

2008年10月26日-2013年7月29日,冰川末端AB处平均减薄 $18.28 \pm 0.31$  m。由冰川面积和长度变化结果可知,跃动期持续到2011年。尽管2008-2011年末端可能出现增厚的现象,但由于末端所处的海拔较低对气候变化的响应相对显著,因此,2008-2013年冰川末端可能先增厚后减薄,整体呈现减薄态势(图4)。由于积累区DEM效果不佳,本文无法得到完整冰川的表面高程变化。不过,BD段高程增加 $9.64 \pm 0.31$  m。研究区附近的慕士塔格峰冰川1995-2003年以来的年均冰芯积累量仅有605 mm,最大为1390 mm(段克勤等,2003)。再考虑到近些年降水增加(Yao et al, 2012),故2008-2013年BD处高程呈现大幅度增加。不过,填补积蓄区的积雪短时间内并未转换为冰层和冰川运动引起的物质重分配,2008-2013年BD段的高程变化并不能完全反映期间冰川厚度的变化。

表3 DEM高程差不确定性  
Tab.3 The uncertainties of DEM differences

时期	校正前/m		校正后/m		$N$	$SE/m$	$\sigma/m$
	$MED$	$STDV$	$MED$	$STDV$			
2001-2007	4.56	20.55	-0.90	19.13	35444	0.10	0.91
2007-2008	5.31	15.06	-0.15	15.06	34682	0.08	0.17
2008-2013	26.74	25.85	-0.27	25.98	29792	0.15	0.31

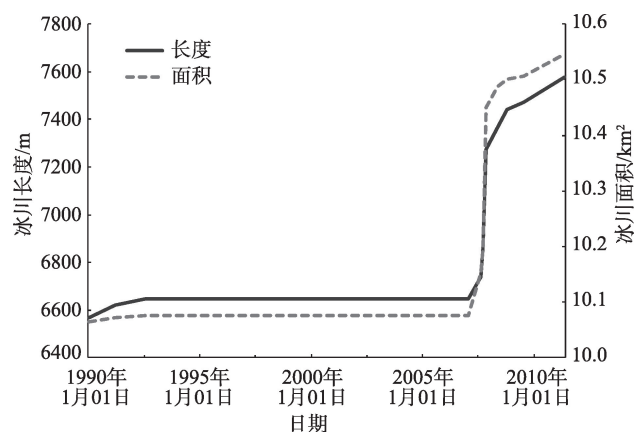


图2 1990-2011年5Y663L0023冰川面积和长度的变化

Fig.2 Changes of the length and area of Glacier 5Y663L0023, 1990-2011

### 4.3 讨论

一个完整的冰川跃动周期包括跃动期和平静期。目前没有针对东帕米尔地区冰川跃动周期的研究。研究表明,西帕米尔地区跃动冰川跃动期从数月到10 a不等(Kotlyakov et al, 2008),大多数冰川跃动期都在2 a以上(Dowdeswell et al, 1991)。根据2007-2013年冰川面积、长度和表面高程变化,5Y663L0023冰川跃动期在4 a(2007-2011年)左右;与此类似,西帕米尔Bivachny冰川跃动期也为4 a(Kotlyakov et al, 2008);而公格尔峰的克拉牙依拉克冰川跃动期只有数月;喀喇昆仑山的冰川跃动期也相对较短,从数月到几年不等(Hewitt, 2007; Copland et al, 2011)。跃动期前后是相对时间较长的平静期,平静期的长短一般取决于降雪,即积雪填平积蓄区所需要的时间(Eisen et al, 2001)。挪威斯瓦

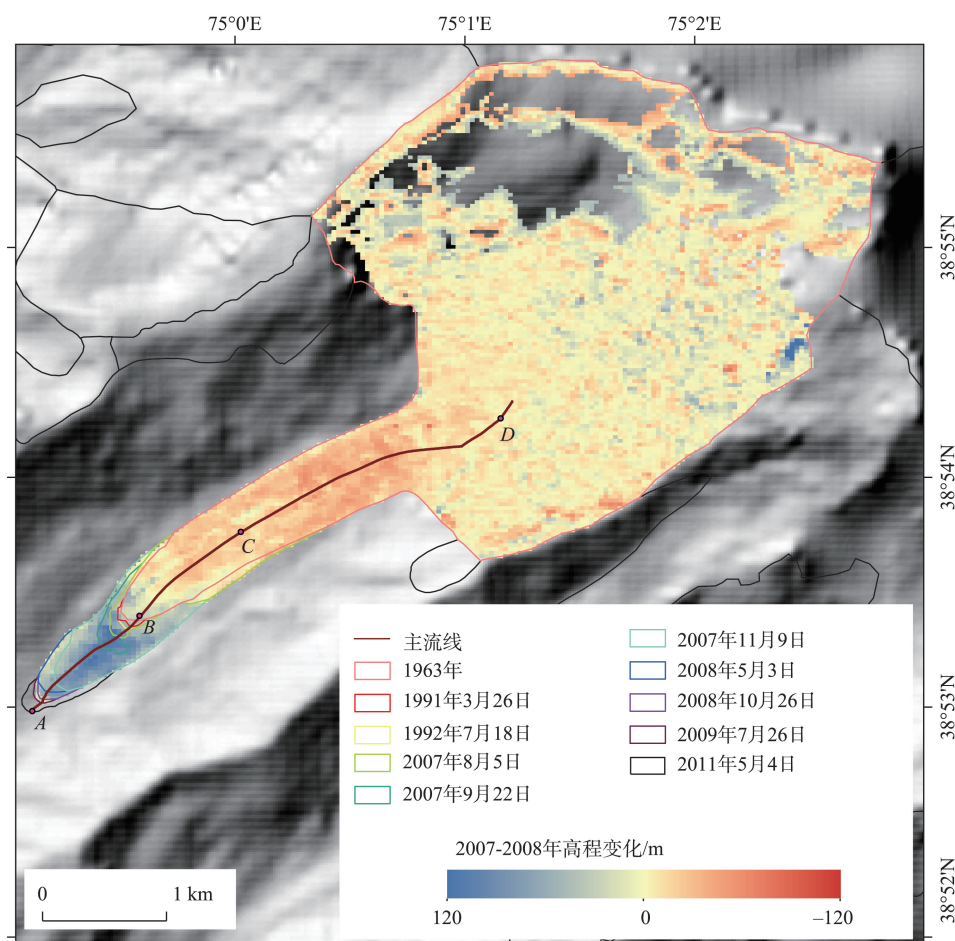


图3 1963-2011年5Y663L0023冰川末端变化及2007年8月21日-2008年10月26日冰川表面高程变化(背景图:SRTM DEM生成的山体阴影)

Fig.3 Changes of the terminuses of Glacier 5Y663L0023, together with glacierized area, 1990-2011 and elevation difference between 21 August 2007 and 26 October 2008 (Background image: Hillshade from SRTM DEM)

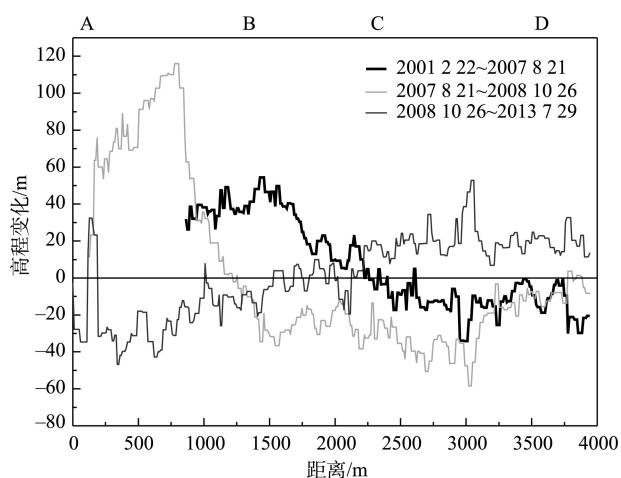


图4 不同时期冰川消融区(即图3中AD段)沿主流线  
表面高程变化

Fig.4 Elevation change profiles along a transect from A to  
D (Fig.3) during different periods

尔巴特群岛地区冰川跃动期达4~10 a,其平静期可达50~500 a (Dowdeswell et al, 1991)。阿拉斯加地区降雪率高于斯瓦尔巴特群岛地区,其冰川平静期相对较短(Eisen et al, 2001)。东帕米尔地区属极大大陆型气候,降水稀少(年降水量仅仅75~100 mm),甚至小于斯瓦尔巴特群岛,由此推断该地区冰川跃动周期可能很长。不过西帕米尔的跃动周期却很短,比如熊(Medvezhiy)冰川每隔10~14 a跃动一次,Bi-

vachny 冰川每隔15~20 a跃动一次。一方面西帕米尔地区降水较多,另一方面气候也不是控制冰川跃动周期的唯一因素(Björnsson et al, 2003)。由于资料匮乏,本文没有确凿证据证明1990-1992年冰川前进与跃动是否相关,但如果该时期冰川前进是跃动造成的,那么该冰川跃动周期与熊冰川、Bivachny冰川类似,其平静期可能在15 a左右。因此,今后需要重点关注2026年前后的冰川变动状况。塔什库尔干气象站的观测资料(图5)表明,东帕米尔地区自20世纪90年代以来降水呈现增加的趋势。冰川区域气候较为复杂,其降水可能增加更多,积蓄区填满所需的时间缩短,即平静期也有可能缩短。

冰川跃动的基本原因是冰川动力不稳定性,在冰川跃动部分的上游,物质积累大于消融,而下游则为物质收入大于支出,其差别逐渐扩大,直到应力松弛性卸荷,表现为冰川的整体性受到破坏及冰川流速的急剧增加。根据前人的研究成果(Quincey et al, 2015),可将跃动冰川的类型分为两类:一是温性冰川(热力机制控制),夏季大量融水进入冰内和冰下,水量增加导致静水压力的增加,冰川底部有效应力(冰覆盖层压力与静水压力之差)达到某一临界值时,储水洞穴打开,排水系统扩张导致有效应力发生变化,静水压力下降引发排水系统坍塌,水流润滑增加底部运动速度,进而触发冰川跃动

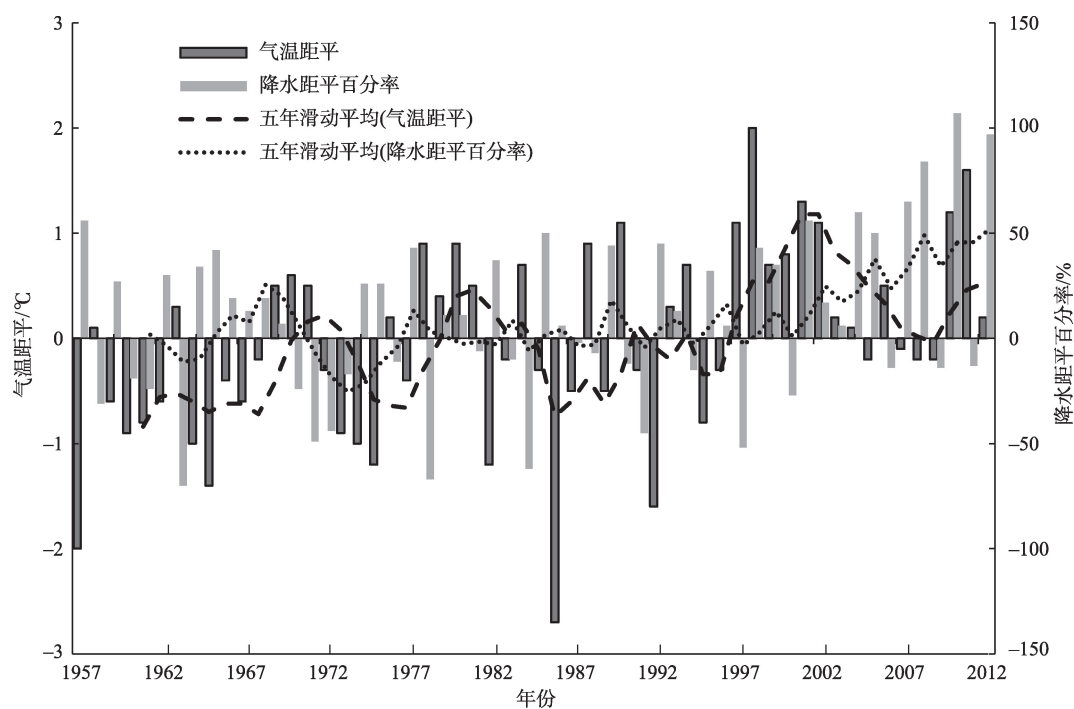


图5 1957-2012年塔什库尔干气象站观测资料的年平均气温和降水距平的变化

Fig.5 Annual mean air temperature anomaly and precipitation anomaly at Taxkorgan Meteorological Station, 1957-2012



(Kamb et al, 1985; Björnsson et al, 1998; Burgess et al, 2012; Lingle et al, 2013); 二是多温型冰川(水文机制控制), 物质不断积累导致底部温度达到压力熔点, 冰川底部静水压力增加导致底部快速滑动 (Clarke et al, 1984; Murray et al, 2000)。

根据我国第一次冰川编目资料, 本区域冰川跃动前冰川作用正差为 1100 m, 积累区面积比率为 0.85, 冰川作用系数为 5.91, 表明该冰川极其不稳定。本区域跃动冰川积累区面积相对较大, 且地势较为陡峭, 其向下迁移的雪冰不断堆积到积蓄区, 即图 3 的 CD 处, 导致该区域冰的蠕变速率增加, 产生热量, 当冰体底部温度达到压力熔点时引发跃动。跃动后积蓄区的冰体向下转移, 随之进入恢复期。在恢复期中, 积蓄区再次接收上游物质的转移, 继而进入下一次跃动周期, 因此该冰川属于多温型冰川的可能性较大。

从 2007-2008 年前后的塔什库尔干气象资料 (图 6) 可知, 2007 年 7 月降水较大。固体降水的增加尽管会影响积蓄区压融滑动, 但如果降水中液态降水的比例较大, 可能有部分降水通过冰川裂缝进入冰下或冰内。通过图 2 和图 3 可以看出, 该冰川跃动的积蓄区在冰舌消融区 (图 2 中的 CD 处), 7-8 月也是冰川的消融期, 冰川融水也可能通过裂缝进入冰下或冰内。尽管 2007 年前后的年气温有降低的趋势 (图 5), 但是 7-8 月的气温仍然处于较高水平 (图 6)。此外, 冰下或冰内也可能存储以前的冰雪融水

或者其他滞流水等等。比如王宁练等 (2013) 在昆仑山玉珠峰冰川内部发现富含水冰层, 其富含水冰层的形成与气候变暖相关。因此, 20 世纪 90 年代以来的气温上升 (图 5) 可能是 2007 年跃动的诱因, 冰下或者冰内液态水的增多引发冰川跃动。Kääb 等人 (2018) 对 2016 年西藏阿汝错冰崩事件的分析也表明, 冰川融水和降水的增加导致冰川系统内液态水含量的增加, 减小了冰川底部的摩擦力, 最终引发冰崩灾害。因此, 尽管本文的冰川属于多温型冰川, 跃动受热力学机制影响的可能性较大, 但液态降水、冰雪融水等也可能改变了冰内的水文条件, 其水文控制因素也不可忽略。Quincey 等 (2015) 认为, 喀喇昆仑山跃动冰川受热力学机制和水文机制共同控制, 因此东帕米尔高原跃动冰川机制可能与喀喇昆仑山相一致。

## 5 结论

本文利用 Landsat 影像对东帕米尔高原过去近 50 年前进幅度最大的 5Y663L0023 冰川的跃动过程进行了分析, 并利用 ASTER 立体像对和 SRTM 对 2000-2013 年冰川高程变化进行了分析, 主要结论为:

(1) 该冰川于 1990-1992 和 2007-2011 年分别前进了  $81\pm30$  m、 $811\pm30$  m, 1993-2007 年和 2013-2017 年冰川末端无明显变化。1990-2011 年面积增加了

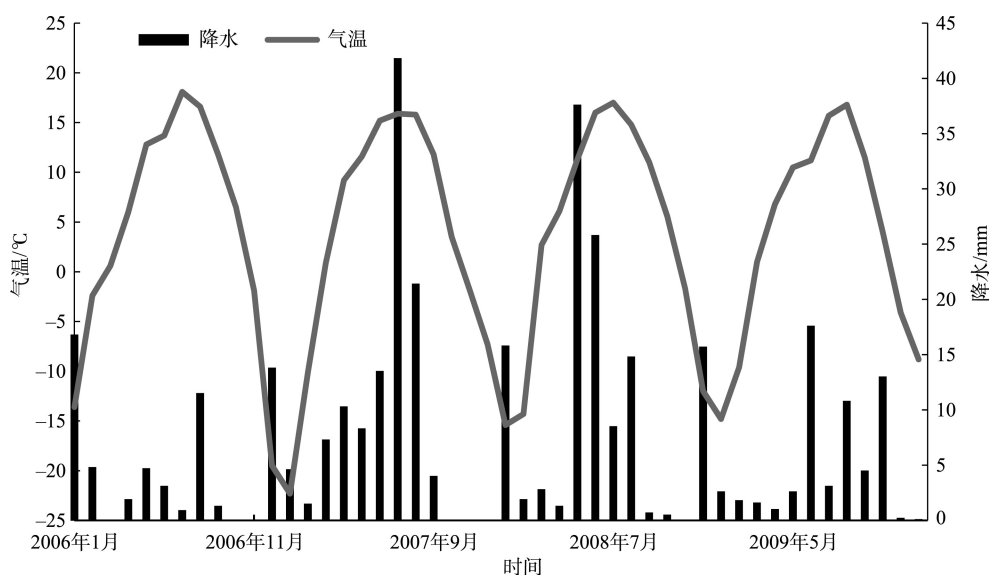


图 6 2006-2009 年塔什库尔干气象站观测资料月平均气温和降水的变化

Fig.6 Monthly average air temperature and precipitation at Taxkorgan Meteorological Station, 2006-2009

0.49 km<sup>2</sup>。其中2007-2011年冰川前进是跃动造成的,2007年8月5日前后开始发生跃动,跃动期持续到2011年;其中2007年8月21日至2008年10月26日达到最高峰,共 $32.7 \times 10^6$  m<sup>3</sup>的冰体发生卸载,导致末端前进了 $704 \pm 30$  m,面积扩张了0.34 km<sup>2</sup>。

(2) 该冰川跃动周期中跃动期为4 a,但平静期无法确定,最短可能为15 a左右,目前尚无法判断1990-1992年间的冰川前进是否为跃动引起的,不过可以重点关注2026年左右该冰川变化动态。此外,在降水增加的背景下,平静期也可能缩短。

(3) 该冰川属于多温型冰川,跃动受热力学机制影响的可能性较大,但液态降水、冰雪融水的增加也可能改变其水文条件,因此,其水文控制因素也不可忽略。该冰川跃动机制可能与喀喇昆仑山跃动冰川相一致。

#### 参考文献(References)

- 段克勤,姚檀栋,王宁练,等. 2007. 慕士塔格冰芯降水记录及其对冰川水资源的气候意义[J]. 冰川冻土, 29(5): 680-684. [Duan K Q, Yao T D, Wang N L, et al. 2007. Records of precipitation in the Muztag Ata Ice Core and its climate significance to glacier water resources[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 29(5): 680-684.]
- 郭万钦,刘时银,许君利,等. 2012. 木孜塔格西北坡鱼鳞川冰川跃动遥感监测[J]. 冰川冻土, 34(4): 765-774. [Guo W Q, Liu S Y, Xu J L, et al. 2012. Monitoring recent surging of the Yulinchuan Glacier on north slopes of Muztag Rang by remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 34(4): 765-774.]
- 李成秀,杨太保,田洪阵. 2013. 1990-2011年西昆仑峰区冰川变化的遥感监测[J]. 地理科学进展, 32(4): 548-558. [Li C X, Yang T B, Tian H Z. 2013. Variation of West Kunlun Mountains glacier during 1990-2011[J]. Progress in Geography, 32(4): 548-558.]
- 刘景时,王迪. 2009. 2009年夏季喀喇昆仑山叶尔羌河上游发生冰川跃动[J]. 冰川冻土, 31(5): 992. [Liu J S, Wang D. 2009. A glacier surge found in the upstream area of Yarkant River, Karakorum Mountain, summer 2009[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 31(5): 992.]
- 刘时银,姚晓军,郭万钦,等. 2015. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状[J]. 地理学报, 70(1): 3-16. [Liu S Y, Yao X J, Guo W Q, et al. 2015. The contemporary glaciers in China based on the Second Chinese Glacier Inventory[J]. Acta Geographica Sinica, 70(1): 3-16.]
- 上官冬辉,刘时银,丁永建,等. 2005. 喀喇昆仑山克勒青河谷近年来发现有跃动冰川[J]. 冰川冻土, 27(5): 641-644. [Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. 2005. Surging glacier found in Shaksgam River, Karakorum Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 27(5): 641-644.]
- 孙美平,刘时银,姚晓军,等. 2015. 近50年来祁连山冰川变化: 基于中国第一、二次冰川编目数据[J]. 地理学报, 70(9): 1402-1414. [Sun M P, Liu S Y, Yao X J, et al. 2015. Glacier changes in the Qilian Mountains in the past half century: Based on the revised First and Second Chinese Glacier Inventory[J]. Acta Geographica Sinica, 70(9): 1402-1414.]
- 王宁练,徐柏青,蒲健辰,等. 2013. 青藏高原冰川内部富含水冰层的发现及其环境意义[J]. 冰川冻土, 35(6): 1371-1381. [Wang N L, Xu B Q, Pu J C, et al. 2013. Discovery of the water-rich ice layers in glaciers on the Tibetan Plateau and its environmental significances[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 35(6): 1371-1381.]
- 邢武成,李忠勤,张慧,等. 2017. 1959年来中国天山冰川资源时空变化[J]. 地理学报, 72(9): 1594-1605. [Xing W C, Li Z Q, Zhang H, et al. 2017. Spatial-temporal variation of glacier resources in Chinese Tianshan Mountains since 1959[J]. Acta Geographica Sinica, 72(9): 1594-1605.]
- 许艾文,杨太保,王聪强,等. 2016. 1978-2015年喀喇昆仑山克勒青河流域冰川变化的遥感监测[J]. 地理科学进展, 35(7): 878-888. [Xu A W, Yang T B, Wang C Q, et al. 2016. Variation of glaciers in the Shaksgam River Basin, Karakoram Mountains during 1978-2015[J]. Progress in Geography, 35(7): 878-888.]
- 杨建平,丁永建,刘时银,等. 2003. 长江黄河源区冰川变化及其对河川径流的影响[J]. 自然资源学报, 18(5): 595-602. [Yang J P, Ding Y J, Liu S Y, et al. 2003. Glacier change and its effect on surface runoff in the source regions of the Yangtze and Yellow rivers[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 18(5): 595-602.]
- 姚晓军,刘时银,朱钰,等. 2015. 基于GIS的冰川中流线自动提取方法设计与实现[J]. 冰川冻土, 37(6): 1563-1570. [Yao X J, Liu S Y, Zhu Y, et al. 2015. Design and implementation of an automatic method for deriving glacier centerlines based on GIS[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 37(6): 1563-1570.]
- 张慧,李忠勤,牟建新,等. 2017. 近50年新疆天山奎屯河流域冰川变化及其对水资源的影响[J]. 地理科学, 37(11): 1771-1777. [Zhang H, Li Z Q, Mou J X, et al. 2017. Impact of the glacier change on water resources in the Kuytun River basin, Tianshan Mountains during recent 50 Years[J]. Scientia Geographica Sinica, 37(11): 1771-1777.]



- 张文敬. 1983. 南迦巴瓦峰的跃动冰川[J]. 冰川冻土, 5(4): 75-76. [Zhang W J. 1983. A surging glacier in the Nanji-abawa Peak Area, Himalayas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 5(4): 75-76.]
- 张震, 刘时银, 魏俊锋, 等. 2016. 新疆帕米尔跃动冰川遥感监测研究[J]. 冰川冻土, 38(1): 11-20. [Zhang Z, Liu S Y, Wei J F, et al. 2016. Monitoring recent surging of the Karayaylak Glacier in Pamir by remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 38(1): 11-20.]
- Björnsson H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier[J]. Nature, 395 (6704): 771-774.
- Björnsson H, Pálsson F, Sigurdsson O, et al. 2003. Surges of glaciers in Iceland[J]. Annals of Glaciology, 36(1): 82-90.
- Bolch T, Pieczonka T, Benn D I. 2011. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery[J]. Cryosphere, 5(2): 349-358.
- Burgess E W, Forster R R, Larsen C F, et al. 2012. Surge dynamics on Bering Glacier, Alaska, in 2008-2011[J]. The Cryosphere, 6(6): 1251-1262.
- Clarke G K C, Collins S G, Thompson D E. Flow. 1984. Thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 21(2): 232-240.
- Copland L, Sylvestre T, Bishop M P, et al. 2011. Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 43: 503-516.
- Dowdeswell J A, Hamilton G S, Hagen J O. 1991. The duration of the active phase on surge-type glaciers: Contrasts between Svalbard and other regions[J]. Journal of Glaciology, 37(127): 388-400.
- Eisen O, Harrison W D, Raymond C F. 2001. The surges of Variegated Glacier, Alaska, USA, and their connection to climate and mass balance[J]. Journal of Glaciology, 47 (158): 351-358.
- Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y, et al. 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011[J]. The Cryosphere, 7(4): 1263-1286.
- Hewitt K. 2005. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the "Elevation Effect", Karakoram Himalaya[J]. Mountain Research and Development, 25(4): 332-340.
- Hewitt K. 2007. Tributary glacier surges: An exceptional concentration at Panmah Glacier, Karakoram Himalaya[J]. Journal of Glaciology, 53(181): 181-188.
- Kamb B, Raymond C F, Harrison W D, et al. 1985. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier [J]. Science, 227(4686): 469-479.
- Kääb A, Leinss S, Gilbert A, et al. 2018. Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability[J]. Nature Geoscience, 11: 114-120.
- Kotlyakov V M, Osipova G B, Tsvetkov D G. 2008. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space [J]. Annals of Glaciology, 48: 125-134.
- Kotlyakov V M, Smolyarova N A. 1990. Elsevier's dictionary of glaciology[M]. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier Science.
- Lingle C S, Tland D R F A. 2013. Does englacial water storage drive temperate glacier surges?[J]. Annals of Glaciology, 36(1): 14-20.
- Murray T, Stuart G W, Miller P J, et al. 2000. Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed[J]. Journal of Geophysical Research, 105(B6): 13491-13507.
- Nuth C, Kääb A. 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change[J]. The Cryosphere, 5(1): 271-290.
- Pieczonka T, Bolch T, Wei J, et al. 2013. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery[J]. Remote Sensing of Environment, 130: 233-244.
- Quincey D J, Glasser N F, Cook S J, et al. 2015. Heterogeneity in Karakoram glacier surges[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 120(7): 1288-1300.
- Sevestre H, Benn D I. 2015. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: Implications for a unifying model of surging[J]. Journal of Glaciology, 61(228): 646-662.
- Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. 2016. Characterizing the May 2015 Karayaylak Glacier surge in the eastern Pamir Plateau using remote sensing[J]. Journal of Glaciology, 62(235): 944-953.
- Tian L D, Yao T D, Gao Y, et al. 2016. Two glaciers collapse in western Tibet[J]. Journal of Glaciology, 63(237): 194-197.
- Toutin T. 2008. ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications: A review[J]. International Journal of Remote Sensing, 29(7): 1855-1875.
- Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature Climate Change, 2(9): 663-667.
- Zhang Z, Xu J L, Liu S Y, et al. 2016. Glacier changes since the early 1960s, eastern Pamir, China[J]. Journal of Mountain Science, 13(2): 276-291.

## Monitoring a glacier surge in the Kungey Mountain, eastern Pamir Plateau using remote sensing

ZHANG Zhen<sup>1</sup>, LIU Shiyin<sup>2,3,4\*</sup>, WEI Junfeng<sup>5</sup>, JIANG Zongli<sup>5</sup>

(1. School of Geomatics, Anhui University of Science and Technology, Huainan 232001, Anhui, China; 2. Yunnan Key Laboratory of International Rivers and Transboundary Eco-Security, Kunming 650500, China; 3. Institute of International Rivers and Eco-Security, Yunnan University, Kunming 650500, China; 4. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China; 5. School of Resource & Environment and Safety Engineering, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, Hunan, China)

**Abstract:** Surge-type glaciers are characterized by rapid ice movement in a relatively short phase and mass redistribution after a comparatively long quiescent phase. They are also related to glacier hazard events such as glacier collapse, flood, and landslide that may cause massive losses to humans. Therefore, monitoring surged glacier will not only help us to explore the mechanism of glacier surge, but also further the research in glacier disaster early warning and risk assessment that have important practical significance. In the process of compiling the second Chinese glacier inventory, a glacier coded as 5Y663L0023 in the Kungey Mountain, eastern Pamir Plateau was found to have advanced a long distance during 1963-2009. Thus, the main aim of this study was to investigate this advanced glacier based on ASTER and Landsat data. From 1990 to 1992, the glacier advanced about  $81 \pm 30$  m. Then the glacier continually advanced about  $811 \pm 30$  m during 2007-2011, which may be attributed to surge. The surge initiation and termination took place from 5 August 2007 to 2011. A total volume of glacier ice of about  $32.7 \times 10^6 \text{ m}^3$  was transferred from the upstream below the equilibrium line of the glacier in the main phase of surging between 21 August 2007 and 26 October 2008. This led to an increase of the glacier surface maximum thickness ( $128.17 \pm 0.17$  m), glacier area ( $0.34 \pm 0.03 \text{ km}^2$ ), and glacier length ( $704 \pm 30$  m). To fill the gap in glacier surge period research, we suggest the active phase of the surged glacier was 4 year, the quench phase was likely about 15 years at least. The main reason behind the glacier surge may be the increase in mean annual air temperature and annual precipitation, as was recorded at the Tashkurgan Meteorological Station in recent years. On the one hand, ice and snow meltwater and liquid precipitation were carried through the crevasses from the surface of the glacier down to the glacier bed when temperature rises. Consequently, the high shear stresses along the frozen side walls due to high-pressure water dammed at the bed progressively broke the ice until glacier surge. On the other hand, build-up of ice from snowfall, avalanches, and snowdrift in the reservoir area increased the driving stress, which led to higher ice creep rates. Eventually, part of the glacier bed was raised to the pressure melting point and produced meltwater. The meltwater did not escape from the glacier and raised basal water pressure that led to reduced basal drag and faster sliding.

**Key words:** glacier surge; remote sensing; elevation change; stereo pair data; eastern Pamir Plateau; Kungey Mountain