

# 1978-2015年喀喇昆仑山克勒青河流域 冰川变化的遥感监测

许艾文, 杨太保\*, 王聪强, 冀 琴

(兰州大学资源环境学院, 冰川与生态地理研究所, 兰州 730000)

**摘 要:** 本文采用1978、1991、2001和2015年的Landsat MSS、TM、ETM+和OLI遥感影像, 通过遥感图像计算机辅助分类和目视解译等方法提取冰川边界, 分析喀喇昆仑山克勒青河流域冰川在1978-2015年间的进退变化。结果表明: 1978-2015年间研究区冰川面积由1821.70 km<sup>2</sup>减少至1675.92 km<sup>2</sup>, 减少145.78 km<sup>2</sup>, 占1978年冰川总面积的8.00%; 冰川消融率较低, 在气候变暖的背景下反而呈现出退缩速率由快变慢的趋势。研究区东南向冰川退缩率明显高于西北向, 冰川退缩率随冰川规模的增大而减小。研究区内有27处冰川在1978-2015年间发生过特殊的前进现象, 面积与长度显著增加。其中, 木斯塔冰川西侧冰川末端在1996-1998年间前进速度为904 m/a, 乔戈里冰川东侧冰川末端在2007-2009年间前进速度为446 m/a, 5Y654D0097冰川末端在1978-1990年间前进速度为238 m/a, 初步判定这三条冰川为跃动冰川。以10 a为滞后期分析研究区周边气象站点资料发现: 研究区气温持续升高, 降水量以1981年为分界点呈现“先减后增”趋势是冰川退缩速率减慢的原因之一; 此外, 亚大陆型冰川性质、巨大山势条件和高山冷储作用, 也可能是冰川退缩幅度较小的原因。

**关 键 词:** 冰川变化; 遥感技术; 跃动冰川; 克勒青河流域

## 1 引言

冰川是一种极地或高山地区多年降雪累积、经过复杂成冰作用形成的天然冰体, 能够在压力和重力作用下, 沿着一定的地形向下滑动(段建平等, 2009)。冰川对气候变化反应极为敏感, 山岳冰川尤其如此。因此, 冰川被称为气候变化的指示器(Bolch et al, 2012)。青藏高原是世界上中低纬度地区最大的现代冰川分布区, 其冰川覆盖面积约4.7万 km<sup>2</sup>, 占中国冰川总面积的80%以上。20世纪80年代以来全球气候变暖的趋势日益显著, 使青藏高原冰川经历了显著的负物质平衡过程, 冰川的大幅度退缩成为近期冰川变化的主导趋势(蒲健辰等,

2004)。

尽管青藏高原冰川总体处于持续退缩状态, 但由于受到区域气候差异、地形因素等影响, 不同区域的冰川变化情况具有差异。Copland等(2009)研究表明, 喀喇昆仑山与其周边地区的冰川普遍退缩趋势相反, 其冰川有保持稳定甚至微弱前进的趋势。Yao等(2012)在青藏高原冰川变化的研究中指出, 由于西风环流的增强, 喀喇昆仑山地区降水量增加, 导致该地区成为整个青藏高原冰川退缩率最小的区域。Gardelle等(2012)发现, 喀喇昆仑山在2000-2008年处于正物质平衡状态, 其物质平衡变化介于(0.05±0.16)~(0.11±0.22) m/a, 对海平面上升贡献为-0.01 mm/a。这与大部分地区冰川观测到

收稿日期: 2015-12; 修订日期: 2016-05。

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(41271024); 兰州大学地理学基地科研训练及科研能力提高项目(J1210065) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41271024; Scientific Research Training and Scientific Research Ability Improvement Project of Geography Base of Lanzhou University, No.J1210065]。

**作者简介:** 许艾文(1992-), 女, 湖北十堰人, 硕士研究生, 研究方向为冰川变化与气候响应, E-mail: xuaw92@163.com。

**通讯作者:** 杨太保(1962-), 男, 山西运城人, 教授, 博士生导师, 主要从事自然地理环境变化研究, E-mail: yangtb@lzu.edu.cn。

**引用格式:** 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 Shaksam River Basin, Karakoram Mountains during 1978-2015 [J]. Progress in Geography, 35(7): 878-888.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2016.07.009

的负物质平衡现象相反。

克勒青河流域位于喀喇昆仑山北部,由于处于高海拔地区,自然条件恶劣、交通不便,影响了对该地区冰川变化的全面认识。有学者研究了克勒清河上游地区冰川的冰面地貌、冰岩界面特征及冰川发育条件(康建成等, 1990, 1991),但该研究的时序较短,且没有有效利用遥感影像。因此,本文选择喀喇昆仑山克勒青河流域作为研究区,以 Landsat MSS/TM/ETM+/OLI 遥感影像、冰川编目数据以及 DEM 数据为数据源,分析 1978-2015 年间克勒青河流域冰川进退变化,并结合研究区周边气象站点数据讨论了气候变化对冰川变化的影响。

## 2 研究区概况

喀喇昆仑山克勒青河流域大致介于  $75^{\circ}35' \sim 77^{\circ}30'E$  和  $35^{\circ}31' \sim 36^{\circ}49'N$  之间(图 1)。按中国第二次冰川编目,该地区冰川被赋予“5Y654”的编码。克勒青河流域为塔里木河上源地区,夹在喀喇昆仑山脉和阿吉里山脉之间,因此被称作喀喇昆仑走廊(上官冬辉等, 2004)。该区分布有现代冰川 428 条,冰川总面积  $1821.70 \text{ km}^2$ ,是中国境内喀喇昆仑山冰

川发育的高度密集地。其中音苏盖提冰川是中国目前长度最长、面积最大的树枝状山谷冰川;此外,还有 9 条长度在  $18 \sim 20 \text{ km}$ 、面积在  $70 \sim 200 \text{ km}^2$  的大型冰川(康建成等, 1990)。该地区群峰矗立,主峰乔戈里峰 K2 海拔  $8611 \text{ m}$ ,处于西风环流控制区(冯童等, 2015)。该地区的巨大山势条件和高山冷储作用,以及高大山体截留高空水汽的能力,使得高山上的降水随海拔升高而递增,为冰川发育提供了较为丰富的物质来源,形成了形态多样、发育规模大小不等的现代冰川(张祥松等, 1982)。

## 3 数据与方法

### 3.1 数据来源

本文采用 Landsat 系列卫星搭载的 MSS、TM、ETM+、OLI 传感器所获取的遥感影像数据,来源于美国地质调查局影像数据库中心(<http://glovis.usgs.gov>)。所有影像均由 USGS 利用 GLS2005 全球陆地控制点系统作了正射校正,并且利用 DEM 数据进行了地形校正,其大地测量校正依赖于精确的地面控制点和高精度的 DEM 数据。已有研究验证 USGS 所提供的 Landsat 遥感影像具有相当高的校

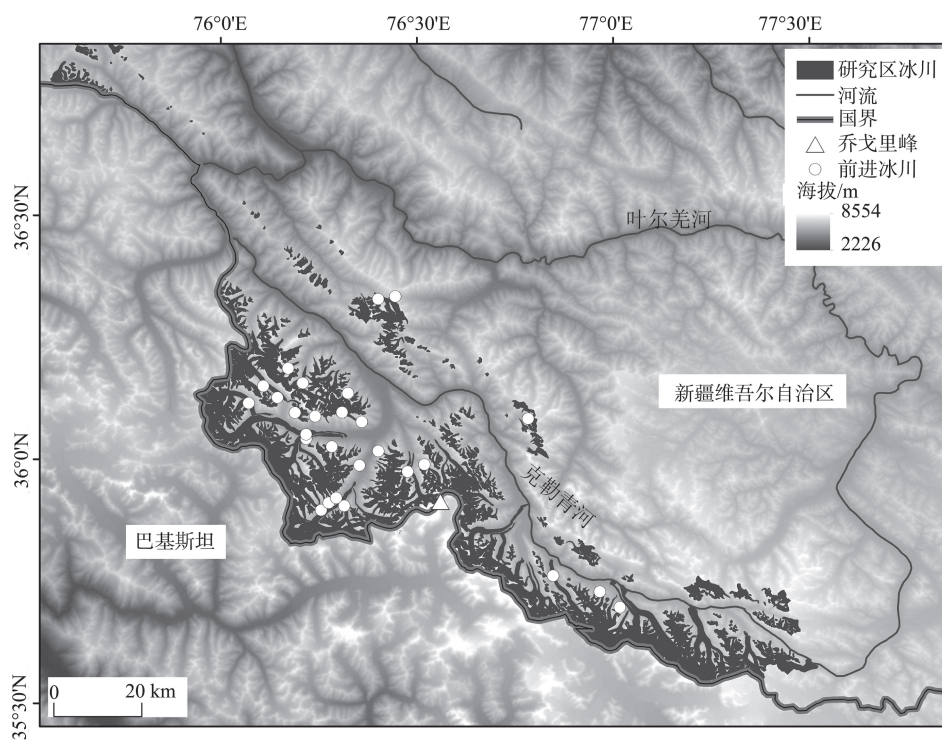


图1 研究区地理位置及冰川分布图

Fig.1 Location of the study area and glacial distribution

正精度(郭万钦等, 2012), 因此, 本文未作进一步校正。本文尽可能选择夏季时段、云雾覆盖相对较少的影像, 最终选取了1978、1991、2001和2015年4个时期的影像, 对于云雾覆盖较多的影像, 采用相近年份的影像作为参考(表1)。

本文所采用的DEM数据是30 m分辨率的ASTER GDEM数据, 来源于地理空间数据云平台(<http://www.gscloud.cn>)。所运用的气象数据由中国气象科学数据共享服务网(<http://cdc.cma.gov.cn>)提供, 包括克勒青河流域附近的3个气象站点(塔什库尔干、吐尔尕特、乌恰)1960-2013年的气温与降水资料。此外, 还采用了由中国气象科学数据共享服务网提供的第一次和第二次冰川编目数据。

### 3.2 处理方法

目前, 计算机自动提取冰川边界的方法主要有阈值统计法、非监督和监督分类、主成分分析法、比值阈值法、雪盖指数法等(王高峰等, 2010)。其中, 比值阈值法原理简单、提取结果较准确, 是目前应用最多的冰川提取分类方法。比值阈值法先利用波段比值生成比值图像, 再根据阈值提取冰川的范围, 比值图像在一定程度上可消除同物异谱现象, 可以识别部分阴影区冰川(彦立利等, 2013)。处理流程可分为4个步骤:

(1) 波段比值。比值阈值法基本原理是利用冰川在可见光波段的强反射率和在近红外波段的强吸收特性来区分冰川区与非冰川区。对于Landsat卫星影像, TM3/TM5和TM4/TM5是2个较好的波段比值组合, 经过比较, TM3/TM5能更准确地提取阴影区的冰川, 因此本文选择TM3/TM5。

(2) 确定阈值。不同的冰川类型、不同的地理环境, 所采用的阈值会有所不同, 但相差不大, 都是略大于2(王高峰等, 2010)。经过多次调试, 本文确定1.9为最合理的阈值。

(3) 决策树分类。利用决策树分类将研究区划分为冰川区和非冰川区, 若比值影像的灰度值大于或等于1.9, 则划归为冰川区, 反之为非冰川区。并将投影方式转换为Albers等积投影, 得到初步提取结果。

(4) 目视解译。对于个别阴影区与积雪覆盖的地区, 参考Google Earth的高分辨率影像以及2次冰川编目数据, 对冰川边界进行目视解译修正。

冰川边界的提取精度主要受到影像质量、冰碛物遮挡、视觉判断误差等因素的影响, 因此需要对提取的冰川边界进行精度评估。本文结合Bolch等(2006)和Jin等(2005)提出的精度评估方法: 首先对由MSS、TM、ETM+和OLI影像提取的冰川边界做缓冲区分析(以遥感影像分辨率的一半作为缓冲区距离, MSS影像为40 m, TM、ETM+和OLI影像为15 m), 然后用缓冲区边界范围内的冰川面积减去原始影像提取冰川面积, 所得到的差值与原始影像提取面积的比值即为提取精度的不确定值。结果表明: 1978、1991、2001和2015年各个时期冰川面积提取的不确定值分别为 $\pm 4.51\%$ 、 $\pm 3.22\%$ 、 $\pm 3.69\%$ 和 $\pm 3.07\%$ , 这些不确定性值均在前人研究结果的范围内(何毅等, 2014)。

## 4 结果与分析

### 4.1 冰川总体面积变化

研究区在1978、1991、2001和2015年的冰川面积分别为1821.70、1753.47、1712.96和1675.92 km<sup>2</sup>(表2)。可以发现, 2015年冰川面积较1978年减少

表1 遥感影像数据列表

Tab.1 Landsat images used in the study

获取日期	轨道号	传感器	云量/%	分辨率/m	影像说明
1977-08-20	160/34	MSS	0	80	解译影像
1978-07-18	159/35	MSS	5	80	解译影像
1978-07-19	160/35	MSS	13	80	解译影像
1990-08-07	149/34	TM	0	30	解译影像
1991-07-02	148/35	TM	26	30	解译影像
1993-07-07	148/35	TM	1	30	参考影像
2001-07-21	148/35	ETM+	6	30	解译影像
2001-09-30	149/34	ETM+	1	30	解译影像
2002-08-09	148/35	ETM+	20	30	参考影像
2013-07-30	148/35	OLI	5	30	参考影像
2014-08-18	148/35	OLI	17	30	解译影像
2015-08-28	149/34	OLI	12	30	解译影像

表2 1978-2015年研究区冰川面积变化

Tab.2 Glacier area changes, 1978-2015

年份	面积/ km <sup>2</sup>	绝对变化/ km <sup>2</sup>	年均变化/ (km <sup>2</sup> /a)	相对变化 率/%	年均变化率/ (%/a)
1978	1821.70				
1991	1753.47	-68.23	-5.24	-3.75	-0.29
2001	1712.96	-40.51	-4.05	-2.31	-0.23
2015	1675.92	-37.04	-2.65	-2.16	-0.15

注: 表中变化率与绝对变化是上一个时段冰川面积与当前时段冰川面积之差, 故1978年无变化率与绝对变化。

了145.78 km<sup>2</sup>, 占1978年冰川面积的8.00%, 年均退缩速率为0.22%。在此期间, 3个时间段冰川面积的退缩速率有所不同。1978-1991年, 冰川面积减少了68.23 km<sup>2</sup>, 年均退缩率为0.29%; 1991-2001年, 冰川面积减少了40.51 km<sup>2</sup>, 年均退缩率为0.23%; 2001-2015年, 冰川面积减少了37.04 km<sup>2</sup>, 年均退缩率为0.15%。3个时段研究区冰川面积的年均退缩率逐渐减小, 表明克勒青河流域冰川近40年退缩速率呈现由快变慢的趋势。

#### 4.2 不同规模冰川面积的变化

将研究区的冰川按面积大小分为5个等级, 统计各等级冰川在1978-2015年间4个时期的冰川面积, 并计算各等级冰川的面积退缩率(图2)。由各等级冰川面积的分布情况可以看出, 冰川面积随冰川规模的增大而增大, 且近40年每个规模等级内的冰川面积都呈现出逐渐减少的趋势; 由各等级冰川的面积退缩率情况可以看出, 面积小于5 km<sup>2</sup>的冰川

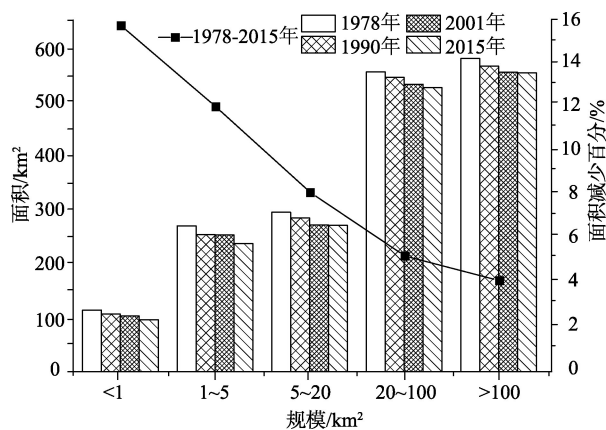


图2 不同规模冰川面积与面积减少百分比

Fig.2 Distribution of glaciers of different size groups and the glacier area reduction ratio in different time periods

退缩严重, 其中面积小于1 km<sup>2</sup>的冰川面积退缩率为15.70%, 面积介于1~5 km<sup>2</sup>的冰川面积退缩率为12.01%。可见, 冰川规模越小, 退缩幅度越大, 对气候变化越敏感。李治国等在研究其他地区冰川变化时也发现了同样的规律(晋锐等, 2004; 李治国等, 2011)。

#### 4.3 不同坡向的冰川变化

利用DEM高程数据与冰川编目数据, 提取并分析了研究区内不同坡向冰川面积的分布及变化情况(图3)。可以看出, 1978年北坡冰川面积最大, 为399.01 km<sup>2</sup>; 西坡冰川面积最小, 为129.32 km<sup>2</sup>, 各坡向面积分布并不均匀。近40年研究区各坡向的冰川均在退缩, 但退缩程度各有不同, 西北向冰川退缩率明显低于东南向冰川。东坡、东南坡和南坡的冰川面积退缩率较大, 分别为11.43%、12.51%和11.60%; 而西坡、西北坡和北坡的退缩率较小, 分别为5.91%、4.06%和4.05%。其原因主要受水汽来源及其降水量的影响。研究区属于西风环流控制区, 西风环流携带着丰沛的大西洋水汽(冯童, 2015), 降水由西向东递减, 导致西向冰川降水更加丰富, 较多的冰川补给使得其退缩率更低; 其次是冰川自身规模的影响, 由图3可以看出, 南向冰川面积明显小于北向冰川, 说明该朝向冰川以小规模冰川居多, 对气候变化更加敏感。

#### 4.4 前进冰川变化特征

与绝大多数冰川退缩或停滞的状态不同, 研究区内有27处冰川末端在1978-2015年间发生过特殊的前进现象, 面积与长度显著增加。可以看出, 这些前进冰川的分布并不均匀, 大部分集中于海拔较低、规模较大的冰川冰舌处(图1)。其中音苏盖提冰川、木斯塔冰川、乔戈里冰川等大规模冰川有多

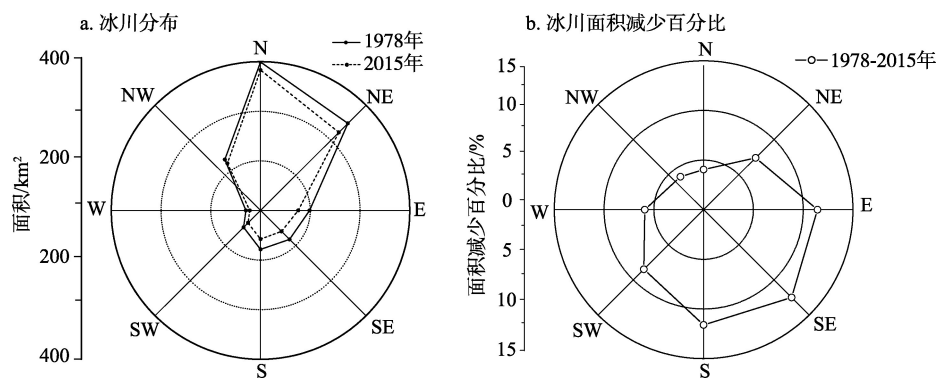


图3 不同坡向冰川分布与面积减少百分比

Fig.3 Distribution of glaciers in different slope directions and the glacier area reduction ratio from 1978 to 2015

处末端发生前进现象。分析各处冰川末端在3个时段的面积与长度变化情况可知(表3),27处冰川末端中,有2处在1978-1991年间发生前进,9处在1991-2001年间发生前进,其余16处均在2001-2015年间发生前进。由此可见,近40年来研究区发生的冰川前进现象越来越频繁,且在2001-2015年最多。

此外,前进冰川对研究区冰川总体面积变化的影响也十分显著。2001-2015年间研究区内有16条冰川发生前进,增加面积为9.21 km<sup>2</sup>,而同期研究区冰川总体面积退缩面积为37.04 km<sup>2</sup>,小于1991-2001年的退缩量40.51 km<sup>2</sup>,说明部分冰川的前进减轻了冰川总体退缩的程度。分3个时段来看,1978-1991、1991-2001、2001-2015年前进冰川面积

增量分别为1.20、1.81、9.21 km<sup>2</sup>,冰川面积增量持续增大,使得研究区整体冰川退缩率由快变慢的趋势更为明显。

27处末端前进冰川的面积显著增加,末端长度也快速增长,其中木斯塔冰川西侧末端、乔戈里冰川东侧末端与5Y654D0097冰川(对应表3中8、9和19号)的长度与面积急剧增加。进一步分析其他时段的遥感影像可以看出(图4):8号冰川在1996-1998年间末端长度增加了1807 m,面积增加了0.83 km<sup>2</sup>,末端前进速度为904 m/a;9号冰川在2007-2009年间末端长度增加了892 m,面积增加了0.59 km<sup>2</sup>,末端前进速度为446 m/a;19号冰川在1978-1990年间末端长度增加了2859 m,面积增加

表3 研究区典型冰川变化特征

Tab.3 Changes in area and length of typical glaciers in the study area

序号	冰川名称	经度/°	纬度/°	面积变化/km <sup>2</sup>			长度变化/km		
				1978-1991年	1991-2001年	2001-2015年	1978-1991年	1991-2001年	2001-2015年
1	5Y654D0068	36.068	76.355	-0.03	0.01	<b>0.59</b>	-0.33	0.21	<b>1.60</b>
2	木斯塔冰川	35.898	76.232	0.12	<b>0.31</b>	0.05	0.75	<b>1.25</b>	-0.32
3	木斯塔冰川	35.900	76.299	0.03	<b>0.17</b>	-0.13	0.22	<b>1.11</b>	-0.03
4	木斯塔冰川	35.907	76.255	-0.03	0.14	<b>0.49</b>	-0.56	0.61	<b>1.37</b>
5	木斯塔冰川	35.918	76.273	<b>0.41</b>	-0.33	0.22	<b>1.28</b>	-0.98	1.25
6	音苏盖提冰川	36.093	76.071	-0.07	<b>0.12</b>	-0.06	0.22	<b>1.15</b>	-0.06
7	音苏盖提冰川	36.036	76.205	0.04	0.07	<b>0.53</b>	0.29	0.68	<b>0.83</b>
8	木斯塔冰川	35.982	76.325	0.10	<b>1.06</b>	-1.14	0.37	<b>2.90</b>	-1.90
9	乔戈里冰川	35.983	76.499	-0.12	-0.31	<b>1.37</b>	-0.50	-0.39	<b>2.25</b>
10	5Y654D0023	36.009	76.391	0.03	0.01	<b>0.15</b>	0.23	0.22	<b>1.33</b>
11	乔戈里冰川	35.967	76.456	0.11	-0.09	<b>0.21</b>	0.58	0.38	<b>1.11</b>
12	5Y654D0064	36.089	76.225	0.00	0.06	<b>0.21</b>	-0.61	0.16	<b>0.95</b>
13	5Y654D0064	36.083	76.229	0.06	-0.05	<b>0.15</b>	0.91	-0.54	<b>1.37</b>
14	音苏盖提冰川	36.083	76.269	-0.04	0.09	<b>0.21</b>	-0.40	0.65	<b>1.40</b>
15	音苏盖提冰川	36.039	76.196	-0.48	-0.12	<b>1.06</b>	1.01	0.83	<b>1.05</b>
16	音苏盖提冰川	36.145	76.093	-0.07	<b>0.28</b>	-0.15	0.44	<b>1.44</b>	0.00
17	音苏盖提冰川	36.128	76.126	0.07	<b>0.34</b>	-0.14	0.39	<b>1.04</b>	-0.46
18	音苏盖提冰川	36.122	76.134	0.06	<b>0.12</b>	-0.06	0.23	<b>1.22</b>	-0.42
19	5Y654D0097	36.191	76.181	<b>1.37</b>	-0.33	-0.44	<b>2.86</b>	-0.03	-0.04
20	5Y654D0096	36.161	76.201	-0.12	-0.46	<b>3.22</b>	0.00	0.12	<b>4.92</b>
21	塔吐鲁沟冰川	36.322	76.388	0.08	0.02	<b>0.41</b>	0.39	0.14	<b>1.79</b>
22	塔吐鲁沟冰川	36.324	76.398	-0.10	-0.18	<b>1.11</b>	-0.08	0.16	<b>1.71</b>
23	蚯蚓冰川	36.068	76.768	0.01	0.05	<b>0.24</b>	-0.09	0.07	<b>1.18</b>
24	沙克斯干冰川	35.746	76.821	0.22	-0.09	<b>0.46</b>	0.55	-0.08	<b>0.58</b>
25	5Y654C0132	35.712	76.941	-0.40	0.47	0.05	-0.72	<b>1.29</b>	-0.02
26	特拉木坎力冰川	35.678	76.989	-0.02	0.10	-0.08	-0.47	<b>0.91</b>	0.19
27	5Y654D0077	36.129	76.313	-0.03	0.35	<b>0.67</b>	-0.18	0.52	<b>0.84</b>

注:显著前进时段的面积变化与长度变化作了加粗。

了 1.45 km<sup>2</sup>, 末端前进速度为 238 m/a。根据跃动冰川是指冰舌在较短时间(2~3 a)内以超过正常运动速率 10 倍以上的速率前进的定义(上官冬辉等, 2005; 郭万钦等, 2012), 可判定上述 3 处冰川发生了跃动现象。

27 处前进冰川中, 其中 6 处冰川已有学者进行

过研究(上官冬辉等, 2005; Copland et al, 2011; 冯童, 2015), 个别冰川的长度变化情况有所差别, 但总体的趋势都是一致的。由于研究年限与数据来源的差异, 以及对影像中冰川辨别方法的差异, 不同研究者对相同冰川变化情况的描述并不完全一致(表 4)。

5 冰川变化原因及机制探讨

5.1 冰川变化的气候背景

气候因素对冰川变化起着至关重要的作用, 降水影响冰川的积累量, 气温影响冰川的消融量(李成秀等, 2013; 冀琴等, 2014)。由于中国青藏高原高海拔地区气象站点较少, 记录数据的时间序列较短, 因此选择研究区邻近的能代表此区域气候变化的塔什库尔干、吐尔尕特、乌恰 3 个站点的气象数据进行分析。由于夏季的气温和降水与冰川进退变化关系密切(李成秀等, 2013), 本文分析了 1960-2013 年均温、年降水量和夏季均温、夏季降水量的变化特征(图 5-6)。具体如下: ①气温的年际变化。1960-2013 年各站点的年均气温与夏季气温都呈现显著上升趋势。塔什库尔干、吐尔尕特、乌恰的年均温升高速率分别为 0.255、0.263、0.316℃/10 a; 夏季均温升高速率分别为 0.170、0.187、0.229℃/10 a。其中塔什库尔干的气温波动幅度较大, 乌恰的年均温与夏季均温升高速率较大。②降水量的年际变化。1960-2013 年间各站点的年降水量与夏季降水量都呈现显著上升趋势。塔什库尔干、吐尔尕特、

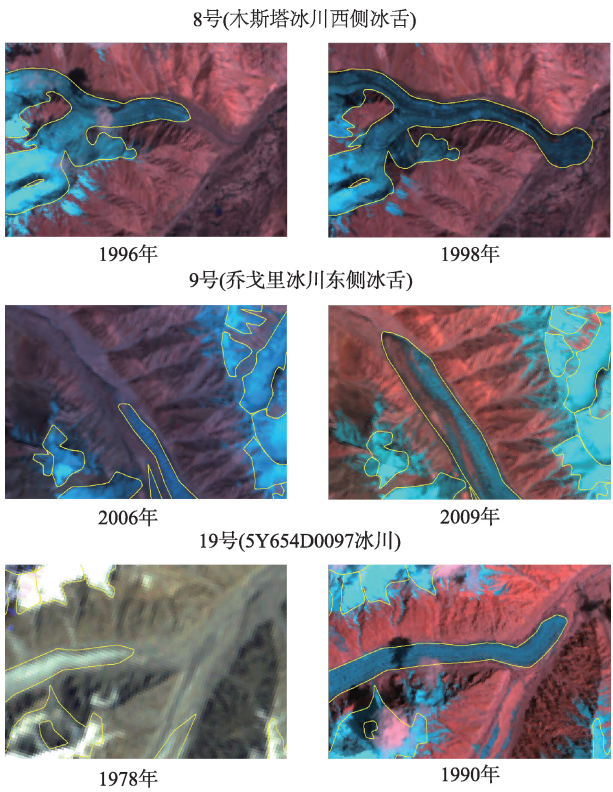


图4 典型冰川前进现象  
Fig.4 Images showing the advance of some typical glaciers

表 4 典型冰川长度变化结果对比  
Tab.4 Comparison of change in length of typical glaciers

冰川名称	经度/°	纬度/°	研究时段	长度变化/km	来源
木斯塔冰川	35.982	76.325	1990-2000 年	2.72	上官冬辉等, 2005
			1991-2001 年	2.90	本文
音苏盖提冰川	36.128	76.126	1990-1995 年	1.50	Copland et al, 2011
			1991-2001 年	1.44	本文
5Y654D0023	36.009	76.391	2001-2009 年	0.92	冯童等, 2015
			2001-2015 年	1.33	本文
5Y654D0097	36.191	76.181	1977-1990 年	2.77	上官冬辉等, 2005
			1978-1991 年	2.86	本文
5Y654D0077	36.129	76.313	1990-2001 年	1.41	冯童等, 2015
			2001-2015 年	0.84	本文
5Y654C0132	35.712	76.941	1990-2000 年	1.50	Copland et al, 2011
			1990-2001 年	1.29	本文

乌恰的年降水量升高速率分别为6.316、11.709、14.519 mm/10 a;夏季降水量升高速率分别为1.421、1.891、2.982 mm/10 a。其中吐尔尕特的降水量波动幅度较大,乌恰的年降水量与夏季降水量升高速率均为较大。

冰川变化滞后于气候变化。综合考虑王宁练等(1992)的观点,由于研究区冰川属于中等规模以

上的亚大陆型山地冰川,以10 a的滞后期研究冰川对气候变化的响应。以3个气象站点的年均温与年降水量的平均值代表研究区的气候变化,得到1960-2013年研究区年均气温与降水量变化(图7)。依据冰川研究时段,以10 a滞后期为标准,3个时段为1978-1991、1991-2001、2001-2015年,分别对应3个气候变化区间 1968- 1981、1981- 1991、1991-

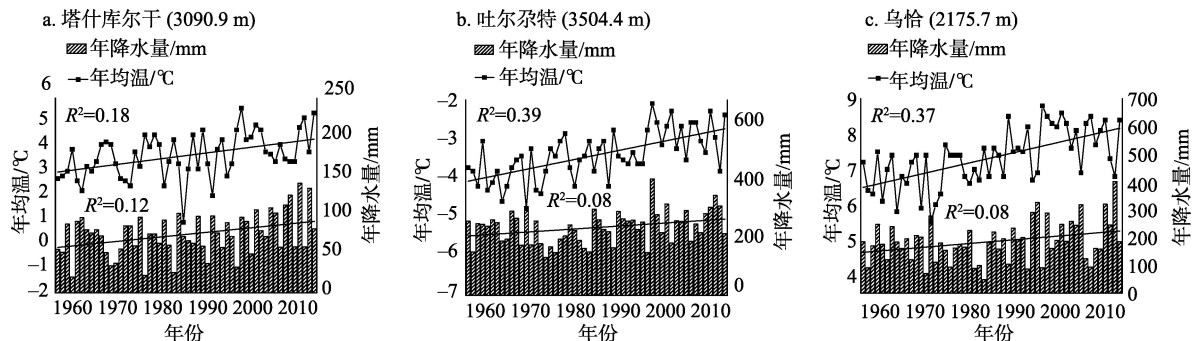


图5 1960-2013年年均温与降水量变化

Fig.5 Average annual precipitation and annual temperature of three stations, 1960-2013

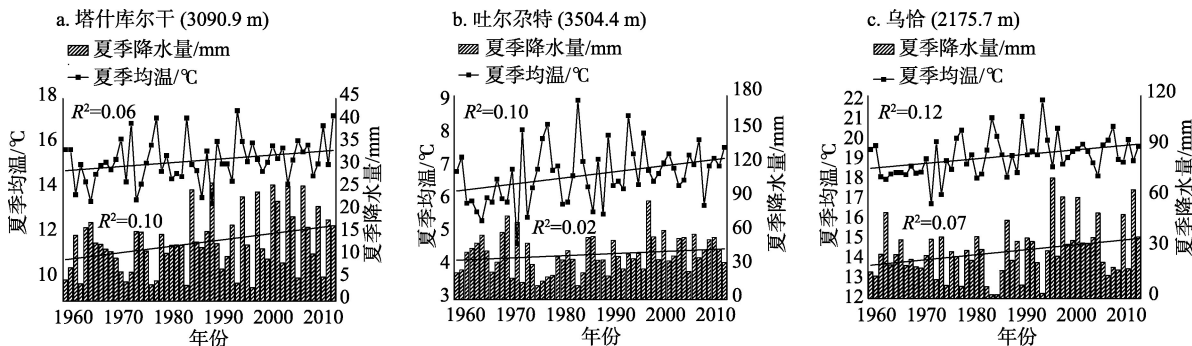


图6 1960-2013年各站夏季均温与降水量变化

Fig.6 Average summer precipitation and temperature, 1960-2013

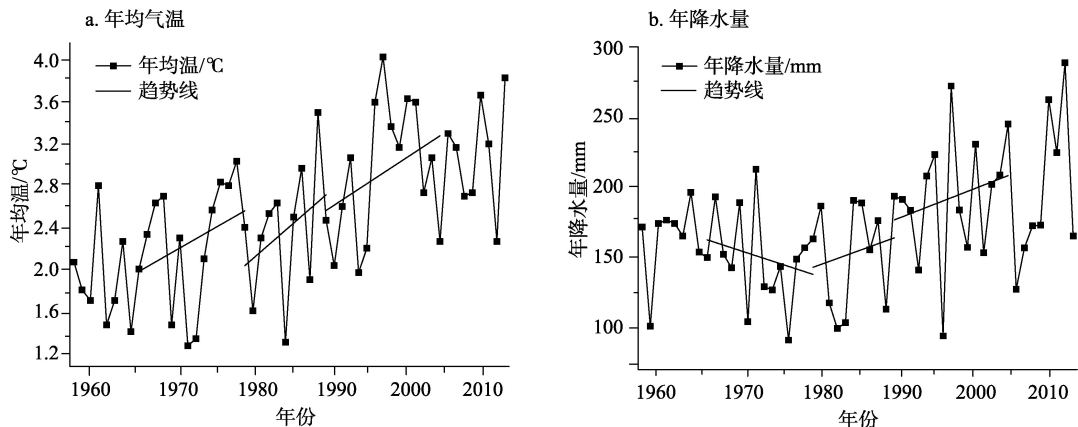


图7 1960-2013年研究区年均气温与降水量变化

Fig.7 Average summer precipitation and temperature of three stations, 1960-2013

2005年。

研究发现,冰川退缩速率与对应区间的气温和降水组合有很好响应关系:1968-1981年,研究区气温显著升高,升温速率为 $0.446^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ,降水量有所减少,减少速率为 $18.889\text{ mm}/10\text{ a}$ ,气温升高、降水量减少的水热组合对应第一阶段冰川退缩速率为最快;1981-1991年,研究区气温持续升高,升温速率为 $0.679^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ,降水量有所增加,增加速率为 $20.970\text{ mm}/10\text{ a}$ ,气温与降水量均有所升高,导致第二阶段冰川退缩速率较第一阶段变慢;1991-2005年,研究区气温仍在升高,升温速率为 $0.511^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ,降水量持续增加,增加速率为 $22.525\text{ mm}/10\text{ a}$ ,气温升高幅度较前一区间更小,而降水量增加幅度较前一区间更大,导致第三阶段冰川退缩速率较第二阶段更慢,为3个阶段中最慢。

在气候变暖趋势的影响下,研究区降水量的增加不仅会引起冰川物质平衡量的增加,还会影响到该地区辐射条件,太阳辐射减弱抑制冰川消融(冯童, 2015),是冰川退缩速率减慢的原因之一。另外由于研究区冰川为亚大陆型冰川,冰川规模较大,对气候变化较不敏感。Iturrizaga(2012)对喀喇昆仑山过去和现在冰川变化进行分析发现,喀喇昆仑山冰川运动特征与其周边山区诸如帕米尔、天山地区、喜马拉雅山脉的普遍退缩趋势有相当大的差异,前者对全球气温变化有明显的滞后响应。

此外,进一步分析克勒青河流域冰川变化影响因素发现,现有的气象数据和模型可能低估了研究区的降水量。Yao等(2012)指出,喀喇昆仑山北部和帕米尔东部地区可获取的降水观测数据非常稀少且不准确,而全球降水气候项目(Global Precipitation Climatology Project)通过卫星重新观测降水数据,显示该地区降水量远大于已有的观测值。因此降水的增加在一定程度上抑制了研究区冰川的消融,导致克勒青河流域冰川在气候变暖背景下反而退缩缓慢,甚至微弱增长。

## 5.2 冰川跃动影响因素

冰川跃动是冰川运动的一种特殊形式,导致冰川跃动的诱因复杂,地质学上尚无定论(张文敬, 1983; 蒋宗立等, 2011)。喀喇昆仑山跃动冰川和前进冰川的出现主要受海拔、地质条件与气候因素(Hewitt, 2011)的影响。综合分析研究区冰川跃动的影响因素发现:

(1) 冰体基部压力增大,导致冰川底部的快速

滑动,这是冰川发生跃动的直接原因(Kamb et al, 1985)。冰川顶部变厚导致下覆压力增大,冰川内部应力平衡受到破坏,上游冰流速度加快导致冰体向下游输送,大量冰体向冰川末端海拔较低的河谷排泄,从而引起冰川的跃动。

(2) 冰川的内部结构的不稳定,以及内部积聚的能量变化是跃动发生的必要条件。克勒青河流域冰川的积累区面积相对较大,内部积聚的能量变化复杂。中国冰川目录资料显示,研究区内5Y654D0048与5Y654D0097冰川的冰川作用系数(积累区面积与消融区面积之比)分别为2.3和4.8,表明该冰川极不稳定(上官冬辉等, 2005)。

(3) 冰川的几何形态也与跃动现象紧密相关。Barrand等(2006)通过回归分析发现,长度长、面积大、顶部与底部海拔高差大的冰川更容易发生跃动,且长度因素对冰川跃动的影响最大。牛竞飞等(2011)在研究喀喇昆仑山冰川跃动现象时指出,发生跃动的冰川通常长度较长,垂直高差大,导致冰川的顶端与底部温度差异较大,形成复合多温性冰川;冰舌部分温度较高,流动性较强。

(4) 冰川物质平衡对冰川跃动的发生频率起着至关重要作用(Copland et al, 2011)。Eisen等(2001)在研究Variegated冰川时指出,一次积累性强降雪对触发冰川跃动来说是必要的,降雪导致山顶覆盖冰雪厚度增加,冰川上部压力增大,冰块和积雪滚落下来,形成冰崩和雪崩,为冰川中下部提供物质和动力来源。因此更多的冰川物质正平衡会导致冰川两次跃动之间的时间间隔缩短,跃动频率升高。而冰川物质平衡直接受降水与气温等因素变化的影响,刘时银等(1998)指出,气温升高 $1^{\circ}\text{C}$ 可使天山乌鲁木齐河源1号冰川平衡线高度上升81 m,降水量增加20%可使平衡线高度下降31 m。可见,分析气候变化对冰川跃动的研究十分重要。

## 6 结论

(1) 通过遥感技术监测喀喇昆仑山克勒青河流域的冰川变化,发现1978-2015年间研究区冰川面积减少 $145.78\text{ km}^2$ ,占1978年冰川面积为8.00%,年均退缩速率为 $0.22\%/a$ 。相较于青藏高原其他地区,克勒青河流域冰川的退缩幅度偏小。近40年克勒青河流域冰川在气候变暖的背景下反而呈现退缩速率由快变慢的趋势,说明20世纪90年代以来

喀喇昆仑山与其周边地区冰川保持稳定或微弱前进。

(2) 研究区不同规模的冰川退缩速率明显不同,冰川规模越小,退缩幅度越大,面积小于1 km<sup>2</sup>的冰川退缩最为严重。这表明冰川规模越小,对气候变化越敏感。研究区冰川在各坡向分布并不均匀,北坡面积最大而西坡面积最小,其中东南向冰川退缩率明显高于西北向冰川,主要是由西风环流带来的丰沛降水以及冰川自身规模所致。

(3) 1978-2015年,研究区27处冰川末端发生特殊的前进现象,面积与长度显著增加。前进冰川对冰川总体面积变化的影响十分显著,使得研究区整体冰川退缩发生减缓。

(4) 根据上官冬辉等(2005)、郭万钦等(2012)对跃动冰川的判断标准,本文判定研究区内有3条冰川发生了跃动现象,分别为:木斯塔冰川西侧冰舌在1996-1998年间末端前进速度为904 m/a;乔戈里冰川东侧冰舌在2007-2009年间末端前进速度为446 m/a;5Y654D0097冰川在1978-1990年间末端前进速度为238 m/a。冰川跃动是冰川运动的特殊方式,物理机制复杂,克勒青河谷冰川跃动的主要原因有:冰体基部压力增大,导致冰川底部的快速滑动,这是冰川发生跃动的直接原因;冰川内部结构的不稳定,以及内部积聚的能量变化是跃动发生的必要条件;冰川的几何形态也与跃动现象紧密相关,长度长、面积大、顶部与底部海拔高差大的冰川更容易发生跃动;此外,冰川物质平衡对冰川跃动的发生频率起着至关重要的作用,更多的冰川物质正平衡会导致冰川跃动频率升高。

(5) 以10 a为滞后期分析研究区周边气象站点资料,发现冰川退缩速率与气温和降水的组合有很好的响应关系。近50年来研究区气温持续升高,降水量则以1981年为分界点,呈现“先减后增”趋势(Yao et al, 2012)。在气温升高的大背景下,研究区降水量的增加不仅能够增加冰川的积累,还会影响到该地区辐射条件,太阳辐射减弱抑制冰川消融,是研究区冰川退缩速率减慢的原因之一。

## 参考文献(References)

段建平, 王丽丽, 任贾文, 等. 2009. 近百年来中国冰川变化及其对气候变化的敏感性研究进展[J]. 地理科学进展, 28(2): 231-237. [Duan J P, Wang L L, Ren J W, et al. 2009. Progress in glacier variations in China and its sensi-

tivity to climatic change during the past century[J]. Progress in Geography, 28(2): 231-237.]

冯童. 2015. 喀喇昆仑山乔戈里峰南北坡冰川变化对比研究[D]. 北京: 中国科学院大学. [Feng T. 2015. A comparison study of glacier changes on the North and South slope of Mt. K2 area, Karakoram[D]. Beijing, China: University of Chinese Academy of Sciences.]

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 range by remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 34(4): 765-774.]

何毅, 杨太保. 2014. 博格达峰地区气候变化特征及其对冰川变化的影响[J]. 地理科学进展, 33(10): 1387-1396. [He Y, Yang T B. 2014. Climate variation and glacier response in the Bogda region, Tianshan Mountains[J]. Progress in Geography, 33(10): 1387-1396.]

冀琴, 杨太保, 李霞. 2014. 念青唐古拉山东段八盖乡地区近40年冰川与气候变化研究[J]. 水土保持研究, 21(4): 306-310. [Ji Q, Yang T B, Li X. 2014. Study on relationship between glacier retreat and climate change in the eastern Nyainqentanglha in the past 40 years[J]. Research of Soil and Water Conservation, 21(4): 306-310.]

蒋宗立, 刘时银, 许君利, 等. 2011. 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, 33(3): 512-518. [Jiang Z L, Liu S Y, Xu J L, et al. 2011. Using feature-tracking of ALOS PALSAR images to acquire the Yengisogat Glacier surface velocities[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 33(3): 512-518.]

晋锐, 车涛, 李新, 等. 2004. 基于遥感和GIS的西藏朋曲流域冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 26(3): 261-266. [Jin R, Che T, Li X, et al. 2004. Glacier variation in the Pumqu Basin derived from remote sensing data and GIS technique[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 26(3): 261-266.]

康建成, 何元庆. 1990. 喀喇昆仑山克勒青河上游地区冰川的初步研究[J]. 冰川冻土, 12(4): 319-325. [Kang J C, He Y Q. 1990. The preliminary studies on the existing glaciers located in the upper region of Shaksgam River, Karakoram Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 12(4): 319-325.]

康建成, 何元庆. 1991. 喀喇昆仑山克勒青河谷冰川冰岩界面特征的初步研究[J]. 冰川冻土, 13(4): 331-336. [Kang J C, He Y Q. 1991. Characteristic at boundary face of ice-bedrock on the upper region of Shaksgam Valley, Karakoram[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 13(4):

- 331-336.]
- 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): 548-559. [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): 548-559.]
- 李治国, 姚檀栋, 叶庆华, 等. 2011. 1980-2007年喜马拉雅东段洛扎地区冰川变化遥感监测[J]. 地理研究, 30(5): 939-952. [Li Z G, Yao T D, Ye Q H, et al. 2011. Monitoring glacial variations based on remote sensing in the Luozha region, eastern Himalayas, 1980-2007[J]. Geographical Research, 30(5): 939-952.]
- 刘时银, 丁永建, 王宁练, 等. 1998. 天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究[J]. 冰川冻土, 20(1): 9-13. [Liu S Y, Ding Y J, Wang N L, et al. 1998. Mass balance sensitivity to climate change of the glacier No.1 at the Urumqi River Head, Tianshan Mts[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 20(1): 9-13.]
- 牛竞飞, 刘景时, 王迪, 等. 2011. 2009年喀喇昆仑山叶尔羌河冰川阻塞湖及冰川跃动监测[J]. 山地学报, 29(3): 276-282. [Niu J F, Liu J S, Wang D, et al. 2011. Monitoring on ice-dammed lake and related surging glaciers in Yarkant River, Karakorum in 2009[J]. Journal of Mountain Science, 29(3): 276-282.]
- 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 2004. 近百年来青藏高原冰川的进退变化[J]. 冰川冻土, 26(5): 517-522. [Pu J C, Yao T D, Wang N L, et al. 2004. Fluctuations of the glaciers on the Qinghai-Tibetan Plateau during the past century [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 26(5): 517-522.]
- 上官冬辉, 刘时银, 丁永建, 等. 2004. 中国喀喇昆仑山、慕士塔格—公格尔山典型冰川变化监测结果[J]. 冰川冻土, 26(3): 374-375. [Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. 2004. Monitoring results of glacier changes in China Karakorum and Muztag Ata-Konggur Mountains by remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 26(3): 374-375.]
- 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.]
- 王高峰, 张廷斌, 张建平, 等. 2010. 遥感影像的冰川信息提取方法对比[J]. 地理空间信息, 8(3): 43-46. [Wang G F, Zhang T B, Zhang J P, et al. 2010. Comparative study of glaciers information extraction method based on remote sensing image[J]. Geospatial Information, 8(3): 43-46.]
- 王宁练, 张祥松. 1992. 近百年来山地冰川波动与气候变化[J]. 冰川冻土, 14(3): 242-250. [Wang N L, Zhang X S. 1992. Mountain glacier fluctuations and climatic change during the last 100 years[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 14(3): 242-250.]
- 彦立利, 王建. 2013. 基于遥感的冰川信息提取方法研究进展[J]. 冰川冻土, 35(1): 110-118. [Yan L L, Wang J. 2013. Study of extracting glacier information from remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 35(1): 110-118.]
- 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 Nanjiabawa Peak area, Himalayas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 5(4): 75-76.]
- 张祥松, 米德生. 1982. 喀喇昆仑山现代冰川的研究[J]. 冰川冻土, 4(3): 15-28. [Zhang X S, Mi D S. 1982. Study of the present glaciers in the Karakoram[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 4(3): 15-28.]
- Barrand N E, Murray T. 2006. Multivariate controls on the incidence of glacier surging in the Karakoram Himalaya[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(4): 489-498.
- Bolch T, Kamp U. 2006. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data[J]. Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, 41: 37-48.
- Bolch T, Kulkarni A, Kääb A, et al. 2012. The state and fate of Himalayan glaciers[J]. Science, 336: 310-314.
- Copland L, Pope S, Bishop M P, et al. 2009. Glacier velocities across the central Karakoram[J]. Annals of Glaciology, 50(52): 41-49.
- 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(4): 503-516.
- Eisen O, Harrison W D, Raymond C F. 2001. The surges of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., and their connection to climate and mass balance[J]. Journal of Glaciology, 47(158): 351-358.
- Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y. 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century[J]. Nature Geoscience, 5(5): 322-325.
- Hewitt K. 2011. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin [J]. Mountain Research and Development, 31(3): 188-200.

- Iturrizaga L. 2012. Hummocky debris landforms in the Chapursan Valley (Karakoram range, Pakistan): A glacio-geomorphological investigation[J]. *Geomorphology*, 169 (10): 1-16.
- Jin R, Li X, Che T, et al. 2005. Glacier area changes in the Pumqu River Basin, Tibetan Plateau, between the 1970s and 2001[J]. *Journal of Glaciology*, 51: 607-610.
- Kamb B, Raymond C F, Harrison W D, et al. 1985. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska[J]. *Science*, 227: 469-479.
- Yao T D, Thompson L, Wang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nature Climate Change*, 2(9): 663-667.

## Variation of glaciers in the Shaksgam River Basin, Karakoram Mountains during 1978–2015

XU Aiwen, YANG Taibao\*, WANG Congqiang, JI Qin

(Institute of Glaciology and Ecogeography, College of Earth and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** Based on Landsat MSS/TM/ETM+/OLI images of 1978, 1991, 2001, and 2015, glacier boundaries in the Shaksgam River Basin, Karakoram Mountains were extracted using computer aided image classification and visual interpretation methods, and the changes of glaciers in the study area were analyzed. The results show that the total area of glaciers in the study area was reduced from 1821.70 km<sup>2</sup> to 1675.92 km<sup>2</sup> during 1978-2015, by 145.78 km<sup>2</sup>, or 8% of the total area of glaciers. Under the background of climate warming, however, the rate of glacier retreating shifted from fast to slow in nearly 40 years. In the study area, the glacier retreat rate on the southeastern aspect was significantly higher than on the northwestern aspect. Glacier retreat rate decreased with the increase of scale of glaciers. There were 27 typical glaciers that clearly progressed during 1978-2015, with areas and lengths significant increased. Among these, the velocity of change for the western side of the Wood stark glacier was 904 m/a during 1996-1998, the velocity of change for the eastern side of the K2 glacier was 446 m/a during 2007-2009, and the velocity of change for the 5Y654D497 glacier was 238 m/a during 1978-1990, respectively. These three glaciers seem to be the surge-type glacier. By analyzing the climate records and glacier variation in the study area, it was concluded that higher temperatures led to the glacier retreat of the study area, but increasing rainfall to some extent inhibited glacier retreat. Topographic condition and the scale of glacier were key factors for glacier changes as well.

**Key words:** glacier change; remote sensing; glacier surging; Shaksgam River Basin