

玉龙雪山现代季风温冰川对气候变化的响应

杜建括^{1,2}, 辛惠娟^{1,2}, 何元庆^{1,3}, 牛贺文³, 蒲 焘³, 曹伟宏^{1,2}, 张 涛^{1,2}

(1.中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.兰州大学资源环境学院, 甘肃 兰州 730000)

摘要:以玉龙雪山冰川区为研究区, 基于野外观测数据及遥感数据, 分析玉龙雪山现代季风温冰川的响应过程, 探讨冰川变化的主要原因。结果表明: 玉龙雪山地区冰川持续退缩明显; 近年来白水1号冰川冰裂隙数量增多, 规模扩大, 冰川退缩速度不断加快; 冰川冰体温度升高, 从而导致冰川消融加快; 2004和2009年在玉龙雪山东坡发生的崩塌事件, 是冰川消融加剧, 冰体温度上升的直接反应; 气候变暖是玉龙雪山冰川退缩的主要原因。

关键词: 玉龙雪山; 季风温冰川; 冰川响应; 气候变化

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2013)07-0890-07

IPCC第四次评估报告^[1]指出, 1906~2005年全球地表温度平均升高0.74℃, 21世纪末全球气温在20世纪基础上可能升高1.1~6.4℃。全球冰川呈现出加速退缩态势, 1960~1961至2003~2004期间的全球山地冰川和冰帽净物质平衡每年损失 $1\ 550 \times 10^8 \text{t}$ ^[1]。1951年以来中国气温明显升高, 冬季增温更加显著, 1986~1987年冬季开始, 中国已连续经历19个暖冬^[2]。中国冰川也呈现加速退缩趋势, 近40 a冰川面积缩小3 790 km², 减少的冰川储量相当于各冰川厚度年均减薄0.2 m^[2]。

中国季风温冰川主要分布在青藏高原东南部的横断山、喜马拉雅山东段和南坡以及念青唐古拉山东段和中段。据中国冰川编目统计^[3], 中国发育季风温冰川8 607条, 冰川覆盖面积13 203.2 km², 分别占中国冰川总条数和总面积的18.6%和22.2%。中国季风温冰川面积自小冰期盛时迄今, 减少的面积相当于现代冰川面积的30%^[4,5]。因此, 季风温冰川是气候变化指示器^[6,7]。

玉龙雪山现代季风温冰川区(100°04'~100°15' E, 26°59'~27°17' N), 位于青藏高原东南缘、横断山的最南端, 是欧亚大陆距赤道最近的雪山, 也是中国季风温冰川发育最为典型的代表性地区。据冰川编目^[3], 玉龙雪山分布有19条现代

冰川, 东坡15条, 西坡4条, 总面积11.6 km², 白水1号冰川位于其东坡, 长2.7 km, 面积1.52 km²。由于距离人类活动区较近, 早在20世纪初, 就有学者对其进行过描述性报道^[8-19]。本文基于冰川站近年来的观测资料和前人的工作基础, 系统总结分析气候变化背景下玉龙雪山现代季风温冰川的响应过程, 尤其对近年来白水1号冰川形态、温度、积累与消融及冰川末端等的变化进行研究, 并对玉龙雪山冰川变化的主要原因进行探讨。

1 数据来源

文中所选用的数据主要包括6部分:

1) 冰川变化数据: 2001与2009年Landsat TM遥感影像; 1957年航测、1968年出版的1:50 000地形图; 《中国冰川目录》中的《长江水系冰川编目》^[3]。

2) 冰岩体崩塌资料来自于前人及笔者2009年10月28日和12月7日对崩塌现场的拍摄和测量。

3) 1999~2011年冰舌末端及冰川边缘等变化的相关数据来自于实地测量, 1999年之前的冰川末端变化来自于文献资料; 冰川表面形态变化主要来自前人及笔者现场考察。

4) 冰川物质平衡、冰温与冰川宽度资料主要是2008年以来的实测资料。

收稿日期: 2012-09-10; **修订日期:** 2012-11-09

基金项目: 国家自然科学基金项目(40971019, 41273010)、国家自然科学基金基础人才培养基金冰川冻土学特殊学科点项目(11J0930003)资助。

作者简介: 杜建括(1985-), 男, 山东聊城人, 博士, 主要从事冰川变化研究。E-mail: djklzu2008@163.com

5) 1951~2011年气象资料来自于中国气象科学数据共享服务网。

6) 1982年相关资料来自于《横断山冰川》^[11]一书。

2 玉龙雪山冰川变化

2.1 冰川面积变化

玉龙雪山地区冰川持续退缩明显, 研究表明: 2001和2009年, 玉龙雪山地区由1957年的19条冰川缩减为13条, 总面积有11.6 km²分别减小为5.30 km²和4.42 km²(表1)。

玉龙雪山地区冰川变化存在着明显的南北区域性差异, 南侧的冰川面积减小幅度大于北侧冰川, 消失的6条冰川全部集中于玉龙雪山主峰的南侧。研究区共涉及4个流域, 即大具沟流域、白水河流域、漾弓江流域和仁河流域, 依照冰川编目及数字高程数据对流域内冰川进行了区域性差异分析。各个流域统计分析结果表明: 大具沟流域共有冰川4条, 占冰川总面积比例最大为40.60%, 1957~2009年间, 流域内冰川退缩率为54.14%; 白

水河流域共有冰川6条, 占总面积的31.98%, 1957~2009年间流域内冰川退缩率为47.98%; 漾弓江流域共有5条冰川, 占总面积的21.03%, 冰川退缩率为86.56%; 仁河流域共有冰川4条, 占总面积的比例仅为6.39%, 冰川退缩率为92.42%。流域冰川变化差异性: 1957~2009年间冰川面积最小的仁河流域, 冰川退缩率最高, 白水河流域冰川退缩率最小。退缩率除与冰川规模相关外, 冰川朝向也对其有极大的影响, 漾弓江与仁河流域内多数冰川位于阳坡, 而大具沟与白水河流域内冰川, 多数朝向东或北, 后者退缩率相对较小, 流域内冰川, 南坡退缩率高于北坡。

1957~2009年玉龙雪山冰川面积年变化率为-1.19%, 而1962~2003年天山乌鲁木齐河源1号冰川年变化率为-0.302%^[20], 1956~1990年祁连山西段冰川年变化率为-0.14%^[21], 1970~2001年喜马拉雅山朋曲流域冰川年变化率为-0.29%^[22], 退缩速率较快的黄河上游阿尼玛卿山1966~2000年冰川年变化率为-0.509%^[23], 仅相当于玉龙雪山冰川

表1 1957~2009年遥感监测的玉龙雪山冰川面积变化

Table 1 Area change of Yulong Mountain glacier based on remote sensing monitoring in 1957-2009

流域	冰川编号	1957年			2009年	
		冰川面积(km ²)	冰川面积(km ²)	面积变化率(%)	冰川面积(km ²)	面积变化率(%)
漾弓江	1	0.76	0	-100	0	-100
	2	0.46	0	-100	0	-100
	3	0.08	0.062	-23	0.061	-24
	4	0.42	0.265	-37	0.243	-42
	5	0.72	0.052	-93	0.024	-97
白水河	1	1.52	1.361	-10	1.229	-19
	2	0.2	0.214	7	0.170	-15
	3	0.26	0.215	-17	0.140	-46
	4	0.21	0.097	-54	0.080	-62
	5	0.59	0.176	-70	0.136	-77
	6	0.93	0.253	-73	0.176	-81
大具沟	1	1.22	1.039	-15	0.880	-28
	2	1.9	1.321	-31	1.103	-42
	3	0.86	0.235	-73	0.177	-79
	4	0.73	0	-100	0	-100
仁河	1	0.04	0.012	-69	0.005	-88
	2	0.28	0	-100	0	-100
	3	0.32	0	-100	0	-100
	4	0.11	0	-100	0	-100
总计	11.61	5.30	-54	4.42	-62	

区年变化率的一半,不难看出,玉龙雪山地区冰川退缩速率远远大于中国其他典型冰川区,是对气候变化反应最为敏感的区域之一。

2.2 冰川崩塌

近年来的观测表明玉龙雪山冰川区正处于快速退缩期,冰川活动层温度也出现不同程度的上升,冰川冷储减少。同时,冰雪融水下渗,填充冰床上的裂隙、空隙及冰下空洞,大大减小冰床对冰川运动的阻力,使冰川运动加快,这为冰崩或冰滑坡的发生准备充足的条件^[24]。2004年3月中旬,在玉龙雪山东坡干河坝源头发生一起崩塌事件,在干河坝谷底留下了长约2 000 m,宽约250 m,体积约为 $(2.13\sim 3.55)\times 10^6\text{m}^3$ 的固体堆积物。据张宁宁等人^[25]的报告,该崩塌发生在白水1号冰川南侧的漾弓江5号冰川,是以冰川为主的冰/岩体崩塌事件,经计算,漾弓江5号冰川此次崩塌冰川面积约占整条冰川的60%,这可能是冰川快速消融、退缩的一种极端方式。

冰川退缩过程中,原本被冰川覆盖的冰床基岩不断出露,由于外界压力的释放,它们的稳定性会降低,并且与外界接触,风化作用加强,这将对边缘地带的稳定性带来影响。2009年10月底,在原位置又发生了一起规模较小的崩塌事件,据现场观察,崩塌物以岩体为主,体积约为 $(5\sim 6)\times 10^5\text{m}^3$ 。2004年的崩塌事件发生在3月底,即春初;2009年的崩塌事件发生在10月底,即秋末。春初与秋末冰川区白天气温较高,冰雪融水下渗到周围山体的隙缝中,夜晚气温骤降,渗入到隙缝的融水开始冻结,如此反复便会加剧岩体的不稳定性,造成岩体崩塌。冰川区对气候变化的反应,不仅体现在冰川自身物理性质的变化,而且随着冰川的退缩,冰川融水作用加强,会对其周围山体的稳定性带来影响。近年来,全球范围内发生多起冰缘地带的崩塌事件^[26]。冰缘地带的冰-岩体崩塌现象,也会增加发生区域地质灾害的可能性。根据对冰川泥石流标志的判别,干河坝崩塌留下的堆积物在合适的天气条件下,极易发生冰川泥石流。

3 近年来白水1号冰川变化

3.1 冰川形态变化

冰川是一定气候条件下的产物。冰川形态的变化,是整条冰川作为一个系统对外在气候变化最直观的反映。2011年对白水1号冰川积累区进

行考察与测厚工作时发现,粒雪盆内原有的天然冰雪断面和裂隙的规模比2008年都出现不同程度扩大。2011年7月在海拔4 620 m附近发现深约50 m宽约5 m横穿整条冰川的大裂隙,2011年11月在粒雪盆海拔4 880 m附近发现切断整条冰川呈弧形的大裂隙正在生成。而1982年6月,科研人员在对冰川进行考察时,积累区未出现天然冰雪断面或裂隙,甚至是4 600 m附近裂隙也较为罕见。这表明,在目前气候变化背景下,冰川消融加剧,运动速度增大,由于下覆地形较为复杂,导致冰川区不同部位冰川运动速度差异加大,从而产生冰裂隙,并最终在积累区形成大的天然冰雪断面。随着粒雪盆中裂隙、冰川断面的产生,积雪消融产生的融水进入裂隙与断面,并产生切割作用,进一步加剧积累区裂隙、冰川断面的产生,这对粒雪盆的稳定性将产生较大影响,可能导致粒雪盆“支离破碎”,最终对冰川的稳定性构成直接威胁。同时,冰裂隙数量增多,规模扩大现象在白水1号冰川海拔4 600~4 800 m的消融区更明显。2011年9月,冰川表面已陆续发育为一系列规模较大的冰裂隙,同时发现有冰面河、湖的存在,表明冰川表面消融已经十分强烈。

3.2 冰川末端变化

自1999年起,每年7月利用GPS测量仪器,对白水1号冰川末端海拔高度进行定位测量,早期测量主要以手持GPS为主,2008年开始使用南方测绘灵锐S86静态测量,测量精度可达亚米级。在此基础上,收集了白水1号冰川不同时期末端海拔高度的记录,并在照片上对近年来的一些观测值所对应的具体位置进行了还原(图1),可以看出,白水1号冰川末端海拔自20世纪80年代以来,总体处于上升的状态,并且近期上升幅度加剧。如1982年白水1号冰川末端为4 100 m,2011年末端海拔上升至4 365 m,29 a间冰川末端海拔高度上升了265 m,平均每年上升8.8 m,而1999~2011年的12 a间,其末端海拔就上升了165 m,平均每年上升13.8 m,冰舌退缩速度不断加快。冰舌厚度也在减薄,1999~2004年冰舌厚度减薄15 m,这都是冰川退缩的直观表现,反应到整条冰川上,就是冰川面积减小,体积减少。

3.3 冰川积累和消融的变化

通过近年来的观测与记录,白水1号冰川消融正在加剧。1982年消融期在海拔4 600 m处冰面



图1 1982以来白水1号冰川末端退缩照片

Fig.1 Retreat images of Baishui No.1 glacier terminus since 1982

的消融速率为 6.47 cm/d, 而 2009 年同期为 7.14 cm/d, 表明消融速度加快。此外, 冰川区积雪分布在时空上也发生了较大的变化, 据 1982 年的考察记录, 当年 6 月 23 日白水 1 号冰川在海拔 4 600 m 处仍保留上一年度 1.1 m 厚的积雪; 6 月 26 日在海拔 4 800 m 的地方, 积雪的厚度为 5.25 m。近几年的雪层剖面观测资料显示, 2006 年 6 月 29 日左右, 海拔 4 600 m 处的季节积雪已经消融殆尽, 但此时海拔 4 800 m 的地方还保留厚约 2 m 的雪层; 到 2009 年 6 月底海拔 4 800 m 的地方季节积雪同样消融殆尽, 积雪之下的粒雪冰已出露表面, 至消融期末, 粒雪盆积雪基本完全消融。1982~2009 年在积累量变化不大的情况下, 消融期雪层厚度的减薄甚至是消失, 说明冰川消融加剧。

3.4 冰川温度升高

冰川温度是一项重要的冰川物理状态指标, 它反映冰川发育的水热条件和冰川运动条件^[27]。其中, 冰川表面的温度主要受气候条件影响, 冰川内部的温度分布情况则是反映冰川表面到底部的热传导和对流情况。对于季风温冰川, 即除受季节气候因素影响的活跃层(约表层厚度 15 m 范围内)外, 所有的冰温都处于融点^[16], 冰川活跃层温度波动现象在消融区尤为明显。

1982 年 7 月 11 日, 中国科学院青藏高原综合科学考察队在白水 1 号冰川海拔 4 600 m 进行温度测量, 结果显示冰川温度在 10 m 范围内均低于融点温度(图 2)。选取海拔 4 621 m 处温度探孔的观测值进行对比, 冬季探孔资料较全, 夏季由于受冰川内部环境影响, 有些探头已经损坏, 导致部分层

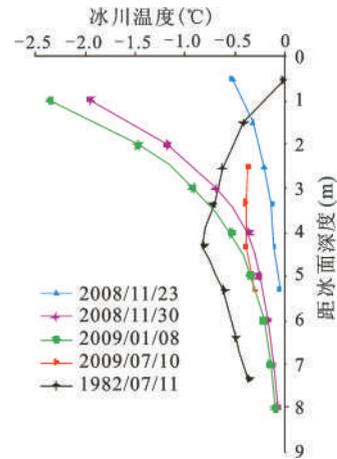


图2 白水1号冰川消融区0~8 m冰温分布

Fig.2 Ice temperature distribution of 0~8 m deep from the glacier surface in ablation area of Baishui No.1 glacier

位冰温资料缺失。冰温探头的埋设时间为 2008 年 9 月我们根据 2008 年 9 月至 2009 年 7 月间冰川消融情况对探头深度进行修正。

图 2 中, 2009 年 7 月 10 日虽然缺失一些深度的温度值, 但仍可看出, 1982 年 7 月 11 日和 2009 年 7 月 10 日的冰川温度在 8 m 范围内的变化情况基本一致, 即越靠近表面, 温度越高; 随着深度增加, 温度随即降低, 并且均在 4.3 m 附近达到最低值; 之后随深度进一步增加, 冰温开始升高, 但均低于 0°C。这说明作为温冰川, 其消融区表层温度的分布状况近 30 a 来变化不大。同时也可看出, 2009 年 7 月 10 日冰川表层温度在 -0.39~0°C 间波动, 平均温度为 -0.25°C, 而 1982 年 7 月 11 日白水 1 号冰川表层温度在 -0.8~0°C 之间变化, 波动范围较大, 平均温度为 -0.49°C, 低于 2009 年冰温。另外, 表层最低冰温(4.3 m 处)在 1982 年 7 月 11 日为 -0.8°C, 到 2009 年 7 月 10 日已经升高到 -0.39°C, 升高 0.41°C。这表明近 30 a 来, 白水 1 号冰川消融区表层温度在整体升高, 这将导致冰川冷储减少, 加速冰川的消融。此外, 我们对冬季的 3 期观测数据进行分析(图 2), 发现除 1~3 m 受大气温度影响较大的冰层温度低于 1982 年测量值外, 4~8 m 受大气温度影响较小的冰层, 2008~2009 年冬季冰温实测值高于 1982 年夏季冰温值, 也进一步表明白水 1 号冰川活跃层温度明显升高。

4 冰川变化原因探讨

气温、降水及其组合是影响冰川发育的主要

气候因子。降水决定冰川积累,气温决定消融,气温与降水的变化,对冰川的变化起着决定性的作用^[27]。为探讨冰川变化的主要因子,选取距玉龙雪山最近的丽江市气象站气象数据对研究区 61 a 来的气温与降水变化进行分析。

丽江-玉龙雪山地区在纬度上处于亚热带区域,干湿季明显,11月至次年4月为干季,主要受西风环流南支和高原冬季风控制;5~10月为雨季,主要受控于西南与东南季风,降水丰沛。对丽江市气象站(海拔 2 390 m)1951 年来的气温资料分析发现,近 61 a 来丽江市气温总体处于不断升高的状态(图 3a),增温倾向率为 0.14℃/10 a。利用 Mann-Kendall 分析,结果显示该区域 1998 年后升温幅度加快(图 3b)。1998~2011 年年平均温度为 13.3℃,比 1951~1997 年年平均温度 12.6℃ 升高 0.7℃。同时,根据玉龙雪山海拔 3 100、4 300、4 506 以及 4 800 m 处自动气象站的资料进行梯度计算,插值推算出白水 1 号冰川区海拔 4 800~5 000 m 范围的年均温度为-1.5~-2.3℃,比 1982 年记录的年平均气温(-3.3~-4.7℃)升高 1.5~2.5℃。说明近年来在全球变暖的背景下,丽江-玉龙雪山地区升温明显。

1951~2011 年丽江市年降水总量的变化如图 4a 所示,年际之间降水量差别较大。61 a 间的降水倾向率为 9.0 mm/10 a,总体上呈略微增加趋势。1951~2011 年丽江市年均降水量为 962.1 mm,最大降水量为 1 283.4 mm(1999 年),最小降水量为 648.1 mm(1983 年),二者相差 635.3 mm,接近 1 倍。自 1999 年出现最大年降雨量之后,年降雨量呈波动式下降。

M-K 突变检验结果如图 4b,可见在 20 世纪 80 年代末期年降水量存在突变式增长,且通过信度为 $\alpha=0.05$ 的显著性检验,认为 80 年代末期年降水量的增加是一突变现象。1987 年前,丽江市年均降水量为 935 mm,1987~2011 年丽江市年均降水量为 1 000 mm,均值突变式增长 65 mm。

气温上升加速冰川的消融,而降水的增加有利于冰川的积累和发展,以物质平衡观测数据与自动气象站数据为基础,利用度日模型对白水 1 号冰川气候敏感性的研究发现,温度上升 0.5℃,降水增加约 10%(250~350 mm)才能维持物质平衡保持不变。而 1957~2011 年研究区气温上升趋势更为明显,降水量虽呈现增加的趋势,但并未达到维持原有物质平衡不变的要求,冰川呈现出快速退缩

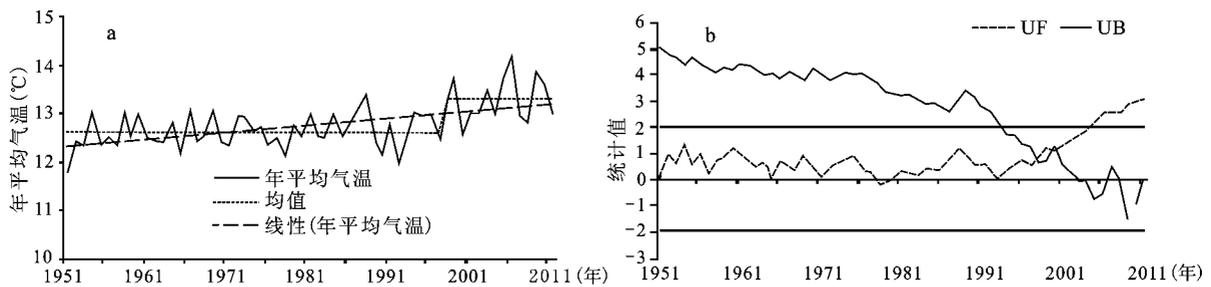


图3 1951~2011年丽江市年平均气温变化(a)及Mann-Kendall统计量曲线(直线为 $\alpha=0.05$ 显著性水平临界值)(b)

Fig.3 Variation of annual average temperature in 1951-2011 in Lijiang City (a), and Mann-Kendall statistic curve (Straight line display critical value with significant level of $\alpha=0.05$) (b)

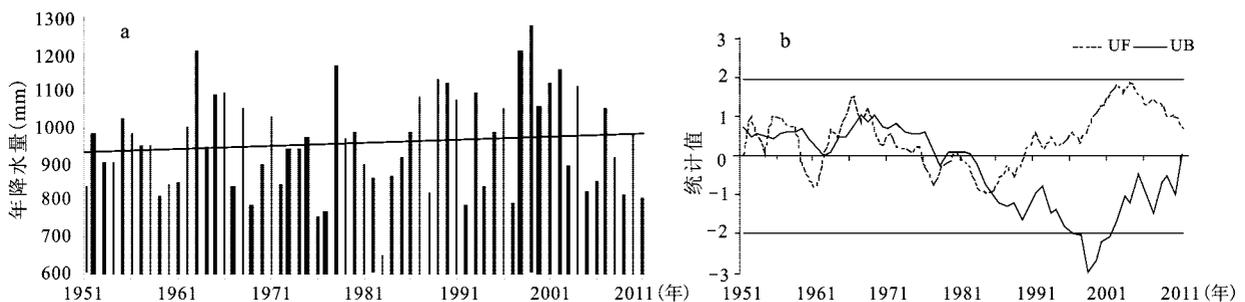


图4 1951~2011年丽江市年降水量年际变化(a)及其Mann-Kendall统计量曲线(直线为 $\alpha=0.05$ 显著性水平临界值)(b)

Fig.4 Variation of annual precipitation in 1951-2011 in Lijiang City (a), and its Mann-Kendall statistic curve (Straight line display critical value with significant level of $\alpha=0.05$) (b)

的趋势。因此玉龙雪山地区冰川退缩主要是由于气候变暖造成。

5 结 论

本文基于遥感数据及野外观测数据,结合前人研究成果,系统总结分析了气候变化背景下玉龙雪山现代季风温冰川的响应过程,尤其对近年来白水1号冰川形态、温度、积累与消融及冰川末端等的变化进行研究,并对玉龙雪山冰川变化的主要原因进行了探讨。研究表明:

1) 玉龙雪山地区冰川持续退缩明显,2001和2009年,玉龙雪山地区由1957年的19冰川缩减为13条,总面积由11.6 km²分别减小为5.30 km²和4.42 km²,1957~2009年冰川年面积变化率为-1.19%,远大于中国其他典型冰川区冰川面积年变化率;

2) 与1982年相比,白水1号冰川冰裂隙数量增多,规模扩大,至2011年,冰川表面已陆续发育为一系列规模较大的冰裂隙,同时发现有冰面河/湖的存在,表明冰川表面消融已变的十分剧烈。

3) 自20世纪80年代以来,白水1号冰川末端海拔总体处于上升的状态,且近期上升幅度加剧,如:1982~2011年末端海拔上升幅度为8.8 m/a,1999~2011年加快到13.8 m/a,冰川退缩速度加快。

4) 冰川消融区表层8 m深度范围内最低温度由1982年的-0.8℃升高到2009年的-0.39℃,表明冰川冰体温度明显升高,并导致冰川冷储下降,消融加速。

5) 近年来由于冰川持续退缩,冰川温度升高,导致冰体冻结能力降低,冰缘带岩体稳定性下降,在适当条件下诱发2004和2009年玉龙雪山漾弓江5号冰川的崩塌。

6) 1951~2011年玉龙雪山地区气温上升降水增加,增温倾向率为0.14℃/10 a,降水倾向率为9.0 mm/10 a。但降水的增加无法抵消气温上升造成的冰川物质亏损,因此,玉龙雪山地区冰川退缩主要是由于气候变暖造成的。

参考文献:

[1] IPCC Report. Climate change 2007: impacts, adaptation, and vulnerability. Summary for policymakers. Report of working group ii of the intergovernmental panel on climate change[R]. Cambridge: Cambridge University Press.

[2] 秦大河. 中国气候与环境演变[M]. 北京: 气象出版社, 2006.

[3] 蒲健辰. 中国冰川目录VIII——长江水系[M]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1994: 117~129.

[4] 施雅风, 刘时银. 中国冰川对21世纪全球变暖响应的预估[J]. 科学通报, 2000, 45(4): 434~438.

[5] 苏 珍, 施雅风. 小冰期以来中国海洋型冰川对全球变暖的响应[J]. 冰川冻土, 2000, 22(3): 223~228.

[6] Araguas L. Stable isotopic composition of precipitation over southeast Asia[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(D22): 28721~28742.

[7] 何元庆, 张忠林, 姚檀栋, 等. 中国季风温冰川区近代气候变化与冰川动态[J]. 地理学报, 2003, 4(58): 550~558.

[8] Ward F K. The snow mountains of Yunnan[J]. The Geographical Journal, 1924, 64(3): 222~231.

[9] Wissmann H V. The Pleistocene glaciation in China[J]. Bulletin of Geological Society of China, 1937, 17(4): 145~168.

[10] 任美镔, 刘振中, 雍万里, 等. 丽江和玉龙雪山地貌的初步研究[J]. 云南大学学报(自然科学版), 1957, 4: 9~18.

[11] 李吉均, 苏 珍. 横断山冰川[M]. 北京: 科学出版社, 1996.

[12] 赵希涛, 曲永新, 李铁松. 玉龙山东麓更新世冰川作用[J]. 冰川冻土, 1999, 21(3): 242~248.

[13] 郑本兴. 云南玉龙雪山第四纪冰期与冰川演化模式[J]. 冰川冻土, 2000, 22(1): 53~61.

[14] He Yuanqing, Yao Tandong, Cheng Guodong et al. Climate records in a firn core from an Alpine temperate glacier on Yulong Mountain, southeastern part of the Tibetan Plateau[J]. Episodes, 2001, 24(1): 13~18.

[15] He Y Q, Gu J. What is the major reason for glacier retreat on Yulong Mountain, China Correspondence[J]. Journal of Glaciology, 2003, 49(165): 325~326.

[16] 李宗省, 何元庆, 庞洪喜, 等. 中国典型季风海洋性冰川区雪坑环境记录分析[J]. 地理科学, 2009, 29(5): 703~708.

[17] 李宗省, 何元庆, 张宁宁, 等. 丽江市大气环境特征分析[J]. 地理科学, 2010, 30(4): 588~593.

[18] 蒲 焘, 何元庆, 朱国锋, 等. 玉龙雪山周边典型河流雨季水化学特征分析[J]. 地理科学, 2011, 31(6): 734~740.

[19] 朱国锋, 蒲 焘, 何元庆, 等. 横断山区土壤相对湿度时空分异[J]. 地理科学, 2012, 32(7): 872~877.

[20] Ye Baisheng, Yang Daqing, Jiao Keqin et al. The Urumqi River source Glacier No. 1, Tianshan, China: changes over the past 45 years[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32, L21504. doi:10.1029/2005GL024178.

[21] 刘时银, 沈永平, 孙文新, 等. 祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 227~233.

[22] 晋 锐, 车 涛, 李 新, 等. 基于遥感和GIS的西藏朋曲河流域冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2004, 26(3): 261~266.

[23] 刘时银, 鲁安新, 丁永建, 等. 黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6): 701~707.

[24] 吕儒仁, 唐邦兴, 朱平一, 等. 西藏泥石流与环境[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1999: 91~92.

[25] 张宁宁, 何元庆, 和献中, 等. 玉龙雪山冰川崩塌成因分析[J]. 山地学报, 2007, 25(4): 412~418.

- [26] Kotlyakov V M, Rototaeva O V, Nosenko G A. The September 2002 Kolka glacier catastrophe in north Ossetia, Russian federation: evidence and analysis[J]. *Mountain Research and Development*, 2004, 24(1):78-83.
- [27] 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论[M]. 北京: 科学出版社, 1988:105~106.

Response of Modern Monsoon Temperate Glacier to Climate Change in Yulong Mountain

DU Jian-kuo^{1,2}, XIN Hui-juan^{1,2}, HE Yuan-qing^{1,3}, NIU He-wen³, PU Tao³, CAO Wei-hong^{1,2}, ZHANG Tao^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. College of Earth and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: Sensitive responding to climate change is the most remarkable feature of monsoon temperate glaciers, as the most direct and brightest indicator of climate change it would substantially go forward or backward by a weak change of temperature. This article selects Yulong Mountain as research region, which is the southernmost temperate glacier region at present in China and Eurasian continent. Based on field observation data and remote sensing data, combining previous research results, the response process of Yulong Mountain to climatic change is emphatically analyzed. Additionally, this article especially studies the area, shape, temperature, width, and terminus etc variation of Baishui No.1 glacier, and discusses the main causes of glacial changes. The result was as follows: 1) Glaciers retreat was continuous and obvious in Yulong Mountain. Compared with 19 glaciers with total area of 11.6 km² in 1957, 6 glaciers had disappeared completely, and only 13 glaciers exist at present, with a total area of 5.30 km² in 2001 and 4.42 km² in 2009. The changing rate of glacier area was -1.19% in 1957-2009, which was much faster than that of other typical glacier region in China. 2) Compared with 1982, the quantity of the Baishui No.1 glacier crevasses increased and their scales also extend in the context of global climate change, the body of glacier had ruptured on the firn basin. A series of massive crevasses had formed on the glacier surface since 2011. Meanwhile, the ice river/lake had appeared since 2008, glacial ablation was much intense. 3) The glacier terminus elevation displayed rising state overall in 1982-2011, and the rising amplitude had increased since 1999. The retreat speed of Baishui No.1 glacier was 8.8 m/a in 1982-2011, and increased to 13.8 m/a in 1999-2011. 4) The lowest temperature from glacier surface to 8 m depth at the ablation area was -0.8°C in 1982, and rising to -0.39°C in 2009. Rising glacier temperature caused melt speed of the ice accelerate and mass balance loss intensifying. 5) The accelerating glacier ablation and rising temperature result in ice body freezing capacity and the stability of periglacial rock mass decreasing obviously, which ultimately leads to the ice/rock collapse happening in the appropriate circumstances, and it is the right examples that two collapse events happened in Yanggongjiang No.5 glacier in March, 2004 and October, 2009. 6) The temperature and precipitation generally showed an increasing trend in 1951-2011 in Lijiang, improving temperature tendency is 0.14°C/10 a, precipitation tendency was 9.0 mm/10 a. But the increasing amount of precipitation cannot counteract mass wastage caused by rising temperature. The glacier retreat of Yulong Mountain mainly ascribed to climate warming.

Key words: Yulong Mountain; monsoonal temperate glacier; glacier response; climate change