

喜马拉雅山中段抗物热冰川的面积和冰储量变化

马凌龙^{①②}, 田立德^{①③*}, 蒲健辰^③, 王朋岭^④

① 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 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, 兰州 730000;

④ 国家气候中心, 北京 100081

* 联系人, E-mail: ldt@itpcas.ac.cn

2009-09-25 收稿, 2010-03-15 接受

国家重点基础研究发展计划(2005CB422004, 2009CB723901)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-146)、国家自然科学基金重大国际合作项目(40810019001)和国家自然科学基金(40771048)资助

摘要 结合实测差分 GPS 数据、冰川雷达测厚数据与地形图以及遥感数据, 对比研究了喜马拉雅山中段希夏邦马地区抗物热冰川 1974 年与现在的空间范围, 估算了近 30 多年来该冰川的变化, 特别是冰川的体积变化. 研究表明自 20 世纪 70 年代以来该冰川处于大幅度的物质亏损状态, 冰川面积减少了 34.2%, 体积减少了 48.2%, 平均厚度减薄了 7.5 m. 这一结果表明喜马拉雅山地区冰川体积的减小远比人们预想的要严重得多. 通过对位于希夏邦马地区两个气象站气象资料的分析, 发现该地区自 20 世纪中叶到 21 世纪初气温升高显著. 气候转暖所导致的大幅度冰川退缩, 将对水文与生态环境产生显著的影响.

关键词

抗物热冰川
喜马拉雅山中段
冰川体积
冰川退缩

全球气候变化及其影响已经引起广泛关注. 根据 IPCC 第三次评估报告, 到 2100 年全球气温将上升 1.4~5.8℃; 中国西部地区在过去的 100 年中, 年平均气温上升了大约 2℃^[1]. 冰川变化是气候变化的指示器^[2,3]. 气候变化导致青藏高原的冰川加速融化, 冰川面积和冰川储量进一步减少, 这将产生一系列的不利影响. 同时高山冰川的融化对海平面的升高也有着不可忽视的作用^[4].

喜马拉雅山区冰川在中国境内的面积为 11055 km², 约占我国山地冰川总面积的 1/3, 全国冰川融水资源总量的 18%^[5]. 同时本区的冰川融水也是一些国际性大河的重要补给来源, 例如恒河、印度河、雅鲁藏布江等等. 但是随着全球气候变暖, 喜马拉雅山中段的冰川加速消融^[6-11], 这对以冰川融水为主要补给的河流及沿岸人们的生产和生活将产生重大的影响, 并且增加了冰川泥石流和冰湖溃决发生的频

率. 因此, 喜马拉雅山区冰川变化得到了广泛关注.

以前的冰川变化研究多以遥感^[7,12-16]与野外监测的手段研究冰川面积的变化以及冰川物质平衡的变化^[17,18], 而冰川体积变化研究多基于 V-A 经验公式^[7,19-22]. 随着冰川动力学的发展, 冰川动力学模型也用来研究冰川体积的变化^[23]. 对冰川体积变化研究来说, V-A 方法简便易行, 但是针对具体冰川并不完全适用; 而冰川动力学方法需要较多的物理参数, 包括冰川表面形态、冰下地形、冰川厚度等一系列详细的数据, 而这些数据的获取是比较困难的, 这使得该方法也受到了一定限制.

基于以前开展的希夏邦马抗物热冰川变化研究基础之上, 本文主要利用了野外高精度 GPS 与冰川测厚雷达的测量结果, 同时也利用了遥感与地形图数据, 较深入地研究与讨论了该冰川 30 多年来的变化, 特别是冰川体积变化.

1 研究区概况

抗物热冰川位于希夏邦马北坡(28°27'N, 85°45'E), 其具体位置如图 1 所示. 在本文中将该冰川划分为南北两部分, 本文所指的抗物热冰川为北侧冰川, 如图 1 中右下角所示. 该冰川属于低纬度极高山亚大陆性冰川, 春末、夏初和秋季为积累期, 消融期在夏季^[24]. 抗物热冰川区局地环流较弱, 物质平衡形成受印度洋季风环流的控制^[25]. 该冰川以前为平顶冰川, 微向北东方向倾斜, 表面平缓, 没有表碛. 近几十年来的强烈消融, 使该冰川由平顶冰川转变为悬冰川. 以前的研究表明, 该冰川 1991~1993 年物质亏损为-890 mm 水当量^[26]. 1991 年中苏联合考察队曾对该冰川进行了冰川物理及气象和水文学观测, 并在海拔 6200 和 6030 m 处分别钻取了透底浅冰芯(分别为 13 和 40 m)^[24].

2 数据和方法

本研究采用的数据资料包括: 2007 年 9 月和 2008 年 8 月利用探地雷达实测的冰川厚度数据、差分 GPS 数据; 航摄于 1974 年 1:50000 地形图和 2008 年 10 月 12 日获取的 ALOS 卫星遥感影像(分辨率为 10 m); 定日和聂拉木的气象资料. 同时, 为了计算方便, 差分 GPS 数据、地形图数据和 ALOS 遥感数据统一使用北京 54 坐标系.

为了研究近期抗物热冰川变化, 中国科学院青藏高原研究于 2005~2008 年夏季对该冰川进行了野外实地测量. 在 2007 年 9 月和 2008 年 8 月, 用差分 GPS 对抗物热冰川末端位置和冰川下半部边界进行了精确测定; 同时利用探地雷达(GPR) (Pulse EKKO PRO)对该冰川进行了测厚工作, 并对探地雷达测点进行了 GPS 定位, 其中 2007 年使用差分 GPS, 2008 年使用便携式 GPS. GPR 测量路线如图 1 所示, 获得了 1 条纵剖面(2008 年 GPR 纵剖面与 2007 年 GPR 纵剖面, 沿冰川中轴线在冰川上部衔接, 有部分重合. 将重合部分去掉, 合成一条纵剖面)和 5 条横剖面, 并对横剖面进行了编号, 其中 1 号、2 号、4 号线为 2007 年测量, 3 号和 5 号线为 2008 年测量. 经过地形校正后的 GPR 图像, 如图 2 和 3.

本文采用数字化 1974 年航摄的 1:50000 地形图来确定抗物热冰川在 1974 年的边界, 并基于地形图对该冰川 1974 年的面积进行了估算. 同时, 利用 1:50000 DEM 和地形图对 ALOS 卫星影像进行正射校正和几何校正, 以此为基础确定了 2008 年抗物热冰川边界, 并估算了现阶段的面积.

此外, 由探地雷达剖面可知抗物热冰川的槽谷形态不是很发育, 冰下地形趋于平坦, 并且沿冰川纵剖面冰下地形随海拔升高规则起伏, 如图 2 和 3 所示. 鉴于该冰川这种独特的地形特征, 假设抗物热冰川

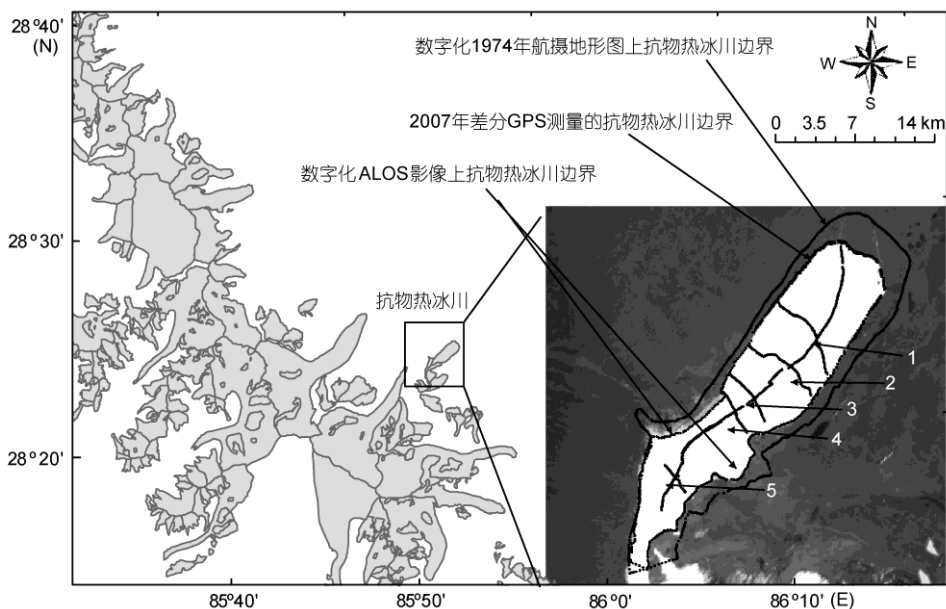


图 1 喜马拉雅山希夏邦马地区抗物热冰川位置图及 GPS 和 GPR 测量路线

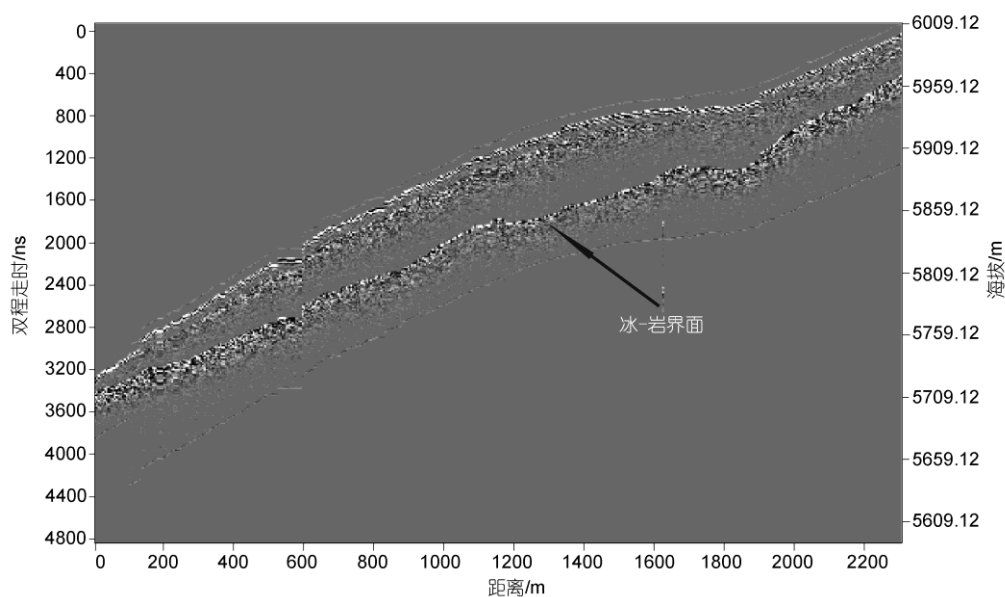


图 2 经过地形校正后的 GPR 纵剖面

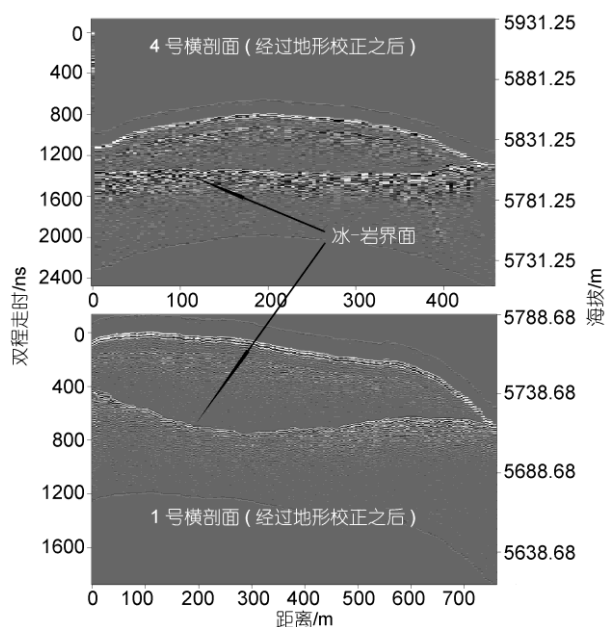


图 3 经过地形校正后的 1 号和 4 号横剖面

冰下地形形态自 20 世纪 70 年代至今不变, 根据 1974 年 1:50000 地形图上抗物热冰川的形态, 采取以下方法对其 1974 年的体积进行了估算. 在 ArcGIS 中数字化地形图, 得到抗物热冰川 1974 年的边界坐标. 在数字化好的地形图上, 以冰川西北侧的边界与等高线的交点为起点, 在冰川面上取横切面. 假设该冰川冰下地形沿横切面海拔高度不变, 等于各横切面起

始点的海拔高度. 沿冰川横切面间隔 80~120 m 依次取点, 各点的海拔高程可在地形图上量算得出. 然后分别与冰川西北侧的起始点高程相减, 得到的差值即为对应点的冰厚度, 其数据记为 h ; 在冰川边界处冰川厚度设为 0 m. 同时通过数字化地形图可以得到各厚度点相应的坐标, 与冰川边界数据共同记为 x 和 y . 采用此方法在冰川上共选取了 170 个厚度点, 如图 4 所

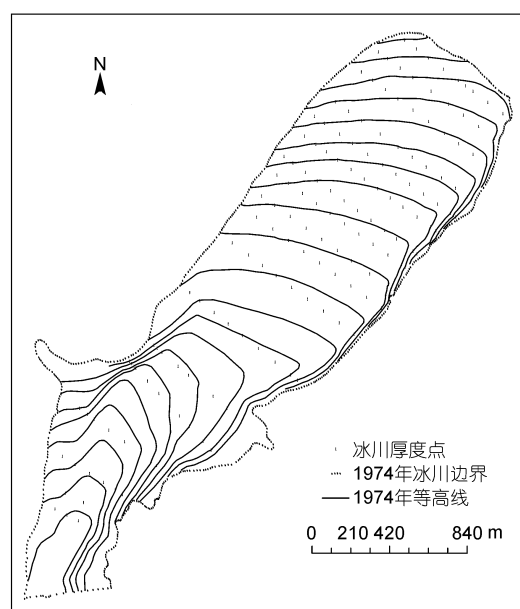


图 4 基于地形图得到的抗物热冰川厚度点分布图

示. 由此可以得到 x , y 和 h 三列数据, 对厚度 h 进行插值计算得出该冰川 1974 年的体积.

在估算 2008 年抗物热冰川体积时, 冰川边界由 2008 年实测的差分 GPS 数据和数字化 ALOS 卫星影像中该冰川的边界数据(无实测差分 GPS 数据部分)构成, 冰川边界处冰厚度设为 0 m; 冰川厚度数据由 2007 和 2008 年两次探地雷达测量获得, 每个厚度点的坐标由 GPS 定位得到. 将冰川边界坐标和 GPR 厚度点坐标记为 X 和 Y , 冰川厚度记作 H , 对厚度 H 进行插值计算得出该冰川现阶段的体积.

同时, 对希夏邦马峰南北两侧的定日(28°38'N, 87°05'E; 4301 m a.s.l.)和聂拉木(28°11'N, 85°58'E; 3811 m a.s.l.)两个气象站近几十年的气象资料进行分析并讨论了近几十年的气候变化与冰川变化之间的关系.

3 结果

3.1 冰川末端位置变化

自 1970 年以来, 抗物热冰川一直处于退缩状态. 该冰川 1976~1991 年间平均每年后退 4 m^[24]; 1991~1993 年间, 平均每年以 6 m 的速度在后退; 1994~2001 年, 以固定标志点观测, 年平均退缩量 7~10 m^[11]. 将数字化的 1974 年航摄地形图和实测的该冰川末端差分 GPS 数据导入到 ArcGIS 中, 得到 1974 年该冰川沿主流线长度为 3.42 km; 通过对比实测冰川末端差分 GPS 坐标和 1974 年冰川末端位置, 发现该冰川末端平均退缩了 303 m, 相当于冰川长度缩短了 9%, 冰川末端平均每年退缩约 9 m.

2005 年在冰川末端布置了 10 个控制点以研究冰川末端的位置变化. M-1~M-3 位于冰川的前端, 而其余 7 个控制点位于冰川北面的一侧. 通过对比控制点, 2005~2006 年、2006~2007 年、2007~2008 年, 该冰川前端分别平均退缩了 15.9、13 和 12.3 m, 冰川西北侧分别退缩了 5.4、4.8 和 3.6 m. 由于 2006 年为极高温年, 所以 2005~2006 年度冰川末端退缩量较大. 表 1

列出了自 2005 年以来的冰川末端位置测量结果. 结果显示位于冰川前端的 3 个监测点 M-1~M-3 在 2005~2008 年间退缩了 41.2 m. M-4~M-10 共 7 个标志点位于冰川的西北侧, 退缩速度较慢, 2005~2008 年退缩了 13.8 m, 这与该冰川长期的退却趋势是一致的, 即冰川西北侧融化退缩幅度较小.

随着气候变暖, 青藏高原的冰川处于退缩状态^[19,27,28]. 对珠穆朗玛峰和希夏邦马峰冰川的多次考察发现, 在过去的几十年里这两个地区的冰川处于持续退缩状态^[6,8]. 表 2 列出了喜马拉雅山区部分冰川的退缩情况. 由表 2 可以看出在进入 20 世纪 90 年代后该地区冰川有加速退缩趋势. 同时, 研究表明喜马拉雅山南坡的大多数冰川也处于退缩状态^[29~38].

3.2 冰川面积变化

通过冰川边界位置的变化可以估算抗物热冰川的面积变化. 对于现在冰川面积的估算, 利用了数字化 ALOS 卫星影像得到的抗物热冰川边界数据, 同时结合野外差分 GPS 实测数据. 为了验证两种数据的可对比性, 这里利用差分 GPS 实测得到的 2008 年冰川末端和部分边界位置与数字化 ALOS 卫星影像相应部分得到的结果进行了对比(水平坐标对比). 对比发现在冰川边界处存在 15~25 m 的误差, 由此产生的冰川横剖面宽度误差在 5%以内, 这个误差是可以接受的. 可见实测差分 GPS 边界值与数字化 ALOS 卫星图片得到的边界值基本相符, 所以采用 2008 年实测的冰川末端和部分边界差分 GPS 坐标与数字化 ALOS 卫星影像的冰川边界值(没有实测差分 GPS 坐标的冰川边界部分)相结合组成抗物热冰川边界, 如图 1 右下角所示, 在计算现阶段抗物热冰川体积时也采用此边界值. 然后在 ArcGIS 中求得现阶段该冰川的面积为 1.96 km². 对于 1974 年该冰川面积的估算, 这里利用了 1974 年航摄的 1:50000 地形图上该冰川的数字化边界, 算得该冰川当时的面积为 2.98 km². 比较发现, 现在抗物热冰川面积比 1974 年减少了 1.02 km²,

表 1 2005~2008 年抗物热冰川末端位置退缩情况(单位: m)

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10
2005~2006 年	17.2	22	8.5	3.06	7.66	5.8	7.2	12.6	-0.4	1.8
2006~2007 年	6.4	14.2	18.5	5.74	3.74	6	4.9	3.9	7.2	2
2007~2008 年	10.6	14.02	—	7.72	6.09	0.52	1.1	7.18	-0.08	2.76
各点年均退缩量	11.4	16.74	13.5	5.51	5.83	4.11	4.4	7.89	2.24	2.19

表 2 喜马拉雅山区部分冰川退缩情况

位置	冰川	时段	退缩速度/m·a ⁻¹	资料来源
希夏邦马峰北坡	抗物热冰川	1976~1991	4	文献[24]
		1974~2007	8.9	本研究
	达索普冰川 50194E010	1968~1997	4	文献[39]
		1997~2001	4~5	文献[11]
		2005~2008	7.1	本研究
纳木那尼峰	纳木那尼冰川	1976~2006	5	文献[10]
		2004~2006	7.8	文献[10]
珠穆朗玛峰	中绒布冰川	1966~1997	8.7	文献[6]
		1997~2001	9.1	文献[8]
	东绒布冰川	1966~1997	5.5	文献[6]
		1997~2001	5.56	文献[8]
		1966~1997	7.4	文献[6]
希夏邦马峰东坡	吉葱普冰川	1977~2003	48	文献[7]
	热强冰川	1977~2003	71	文献[7]

相当于面积减少了 34.2%.

在全球变暖的影响下, 青藏高原的冰川面积逐渐减少. 祁连山冰川面积在 1956~1990 年间减少了 9%^[19]; 纳木那尼地区冰川面积在 1976~2003 年间减少了 8.8%^[40]; 纳木错流域冰川面积在 1970~2000 年间减少了 15.36%^[13]; 各拉丹冬地区冰川面积在 1969~2000 年间减少了 1.7%^[15]; 念青唐古拉西段冰川面积在 1970~2000 年间减少了 5.7%^[28]. 希夏邦马峰东坡的吉葱普冰川和热强冰川在 1977~2003 年间面积分别较少 7.29% 和 22.9%^[7]. 由抗物热冰川、吉葱普冰川和热强冰川反映出的希夏邦马峰区冰川在过去的 30 多年里冰川面积平均退缩 21.7%, 可见该区冰川面积的减少率最高.

3.3 冰川体积变化

由实测的抗物热冰川厚度剖面可知, 该冰川底部没有明显的冰川槽谷形态, 冰下地形比较平坦, 并且冰川表面高度变化规则. 由 GPR 测量结果, 可知沿雷达纵剖面测线上冰川的平均厚度为 47.3 m, 冰川最厚处为 65.7 m.

本文利用插值算法计算抗物热冰川现在的体积, 马凌龙等人^[41]曾经利用此方法估算古仁河口冰川的体积. 利用 10 m 网格对 H 进行 Kriging 插值, 计算该冰川现在体积为 0.0517 km³. Liu 等人^[19]根据大量冰川的测量, 得出了冰川体积和面积的经验公式 $V=0.04S^{1.35}$. 此公式是基于统计意义得出的, 对于单一冰川的体积估算并不完全适用, 更适合于对区域性冰川体积变化的估算. 图 5 为依据 GPR 冰川厚度测

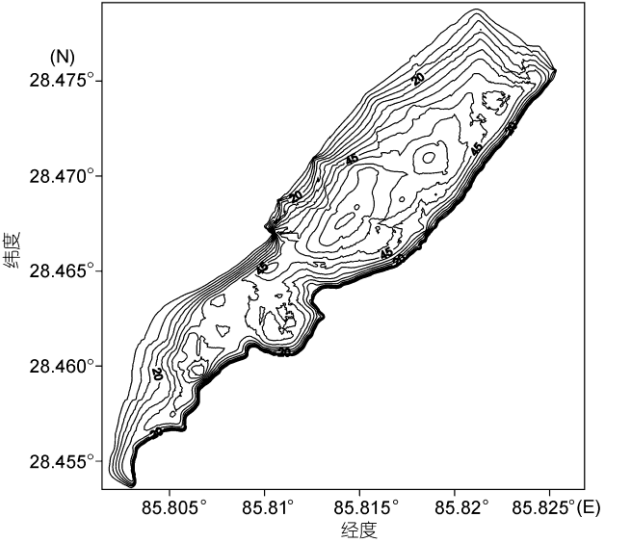


图 5 抗物热冰川 5 m 等厚度图

量结果绘制出的抗物热冰川 5 m 等厚度分布图.

对于抗物热冰川 1974 年体积的估算, 本文利用前述的方法. 基于 1:50000 地形图数据, 采用 10 m 网格对 H 进行 Kriging 插值计算, 得到抗物热冰川 1974 年的体积为 0.0998 km³. 而现在的体积只有 0.0517 km³. 该冰川在过去的 30 多年里, 体积减少了 0.0481 km³, 其减少量相当于 1974 年体积的 48.2%, 年均减少率为 1.42%.

利用估算的冰川面积与体积变化还可以估算冰川厚度的变化. 根据实测雷达数据经过插值计算可得抗物热冰川现阶段平均厚度为 26.4 m; 基于地形图插值计算得到的抗物热冰川 1974 年平均厚度为

33.9 m. 在过去的 34 年中, 抗物热冰川厚度平均减薄了 7.5 m.

本文基于大量实测冰川厚度数据, 采用网格化算法计算了现阶段冰川体积, 该计算结果更加可靠. 这为冰储量的估算提供了新的参考方法. 对于 2008 年冰川体积估算的误差, 由于数据来源于冰川表面实测的厚度数据, 测量点的代表性(均匀性)以及数据量的大小是影响估算结果的主要原因. 实测的数据越多, 观测点分布越均匀, 其估算的结果越准确. 在抗物热冰川的体积估算中, 利用了 5 条横剖面与 1 条纵剖面的数据, 因此估算的体积应该接近于实际值.

在估算 1974 年该冰川体积时, 我们假设认为该冰川底部是平坦的. 这一假设是此计算方法误差的主要来源. 为了评估这种方法在估算抗物热冰川体积时所造成的误差, 我们利用该方法对 2008 年实测的几个横剖面的冰川厚度数据进行了验证. 这是由于我们有现代实测的该冰川横剖面的厚度数据. 由于测量的 5 号横面不完整, 而 2 号剖面大幅度向冰川下部倾斜, 这里我们以 1, 3 和 4 号横剖面为基础, 对 2008 年抗物热冰川体积误差进行评估. 我们比较了这 3 个实测剖面的实际冰川剖面面积与由假设所估算的 3 个剖面面积. 计算结果表明该假设所导致的横剖面面积平均误差为 2.8%, 由此会使计算的冰川体积产生 2.8% 的误差. 因此可以推断, 本文中估算 1974 年抗物热冰川体积的方法产生的误差在可控范围内, 由此方法估算的结果比较可靠.

4 讨论

研究近几十年抗物热冰川末端位置、冰川面积、体积和平均厚度变化, 发现该冰川长度缩短了 9%, 面积减小了 34.2%, 体积减小了 48.2%, 平均厚度减薄了 7.5 m. 其消融退缩速度十分惊人. 对抗物冰川的监测表明, 1976~2008 年, 该冰川退缩速度逐渐变大, 呈加速退缩趋势. 虽然没有对希夏邦马区的所有冰川进行这种评估, 但是抗物热冰川作为该区的典型冰川所反映的这种强烈消融状况值得担忧. 从冰川长度、冰川面积、冰川体积变化的百分率来看, 冰川长度与冰川面积的较小变化, 可能会使冰储量产生较大比率的变化. 而以前的研究更侧重冰川的长度以及冰川面积的变化. 本文给出的三者之间关系说明冰川变化中冰川冰储量的变化可能比以前预想的要严重得多. 由此所导致的冰川融水变化对可获得

的水资源产生严重的影响.

希夏邦马峰地区冰川的强烈退缩与气候变化密不可分. 该地区的气候主要受北半球南亚季风环流和西风环流的影响^[24]. 抗物热冰川区消融期气温比较高, 冰面消融较强; 局地环流弱, 整个夏季均处于东南和南风环流控制之下^[25]. 研究表明, 在过去的 30 多年里, 青藏高原平均升温幅度为 $0.25\sim0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ^[42,43]. IPCC 第三次报告指出到 21 世纪末气温将比 21 世纪初升高 $1.4\sim5.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. 利用 GCM 模型结合青藏高原实际气候资料进行研究, 预测到 2099 年青藏高原气温将上升 $2.91\text{ }^{\circ}\text{C}$, 最大升温幅度为 $5.45\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[44]. 同时, 希夏邦马峰地区达索普冰芯和珠穆朗玛峰地区的远东绒布冰芯记录揭示了该地区近百年为暖期^[8,45~48]. 可见, 温度升高是导致青藏高原冰川退缩的主要原因^[8,9], 尤其是 20 世纪 90 年代以后, 升温幅度增大, 加剧了青藏高原冰川的消融退缩.

周边气象观测数据也表明该地区气候显著转暖. 通过分析 20 世纪 60 年代以来喜马拉雅山中段南北两侧的定日和聂拉木两个气象站的气象资料发现: 年平均温度和 6~8 月份平均温度变化显示(图 6), 1970 年代左右年均温度和夏季温度都开始升高, 到 1990 年代后年均温度和夏季温度都出现比较快的上升速率. 从 20 世纪 60 年代至 2007 年, 聂拉木站年均温和 6~8 月份平均温度分别上升 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $1.07\text{ }^{\circ}\text{C}$; 定日站分别为 $2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $1.56\text{ }^{\circ}\text{C}$. 两个气象站气温变化量的差异与两站所处的地理位置有关^[8]. 夏季气温明显上升, 而夏季气温的上升对高山冰川的融化起着主要作用.

同时, 通过分析聂拉木和定日两个气象站的年降水量变化情况发现, 1974 年到 2006 年间, 定日气象站的降水量有略微增加趋势, 而聂拉木气象站则呈略微下降趋势(如图 6 所示). 根据达索普冰芯记录^[45~47]发现, 希夏邦马峰区近百年来积累量呈下降趋势, 但自 20 世纪 70 年代以来冰芯积累量并没有明显变化趋势.

气候变化是冰川快速退缩的根本原因, 但冰川变化对气候变化的响应仍有一个过程. 根据冰川动力学原理可知, 冰川变化对气候变化的响应具有一定的滞后期, 其响应时间主要取决于冰川规模(主要为冰川长度和厚度). 目前观测到的希夏邦马地区冰川的快速退缩与气候转暖有显著的关系, 但如何预测未来的冰川变化, 可能需要对冰川变化的物理机制与过程有深入的认识, 还需要依赖于冰川物理与

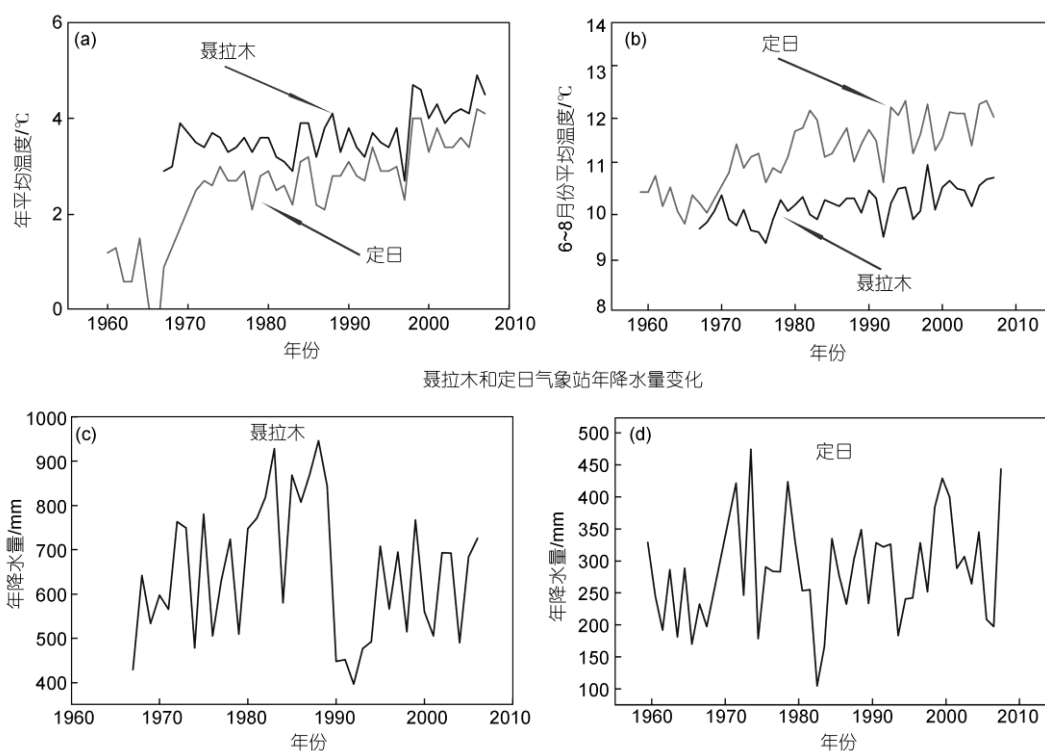


图 6 定日和聂拉木气象站的年均温(a)、6~8 月分平均温度变化(b)和年降水量变化(c, d)

气候模型的模拟结果。

冰川的消融已经对我国西部的水资源产生了重大影响^[9,49]。冰川体积变化对气温升高的响应最为敏感,而冰储量的变化直接影响了水资源状况。抗物热冰川在过去的 30 多年里冰储量减少了将近一半。随着喜马拉雅中段气候的暖干化^[8],势必造成该区冰川融化加剧,使冰川融水增加。作为一些国际河流的发源地,这在短期内将会增加以冰川融水为补给河流的流量。但是冰储量的巨额透支,最终会导致以冰川融水为补给的河流减少,河流的季节性增强。这将会对当地的生态系统产生重要的影响。

5 结论

以前的冰川变化研究侧重于冰川长度与冰川面积的变化,而冰川冰贮量的变化更能反映对水文与水资源变化的直接影响。本文基于高精度差分 GPS 监测数据和冰川探地雷达测厚数据,结合地形图和

遥感数据,对喜马拉雅山中段希夏邦马抗物热冰川近 30 多年以来的冰川变化,特别是冰川体积的变化进行了估算。结果表明,近 30 多年来抗物热冰川强烈消融,特别是冰川冰贮量急剧减小。研究结果表明,该冰川从 1974 年以来,冰川末端退缩了 303 m,冰川面积从 2.98 km² 减小到现在的 1.96 km²,减小了 34.2%;冰川体积从 0.0998 km³ 减小到 0.0517 km³,减少了 48.2%;平均厚度减薄了 7.5 m。这一结果较准确地反映了该冰川规模的变化。虽然目前还不能通过这一方法对更多的冰川进行估算,但从抗物热冰川变化的研究结果来看,冰贮量的减少速度是惊人的。气象资料显示,该区近 30 年来气温逐渐升高;通过冰芯记录和气象资料发现该区近 30 多年来降水无明显减少趋势。由此可见气候变暖是引起喜马拉雅山地区冰川快速融化的主要原因。而周边地区冰川的大幅度退缩,将严重影响喜马拉雅山周边国家与地区水资源安全与生态安全。

致谢 感谢姚檀栋院士和杨威博士对本文写作提出的宝贵建议。由于中国科学院青藏高原研究所和 JAXA (JAXA/METI for PALSAR) 的合作, JAXA 提供了 ALOS 遥感影像数据。

参考文献

- 1 IPCC. Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 1—398
- 2 Haeberli W, Maisch M, Paul F. Mountain glaciers in global climate-related observation networks. *WMO Bull*, 2002, 51: 18—25
- 3 Oerlemans J, Fortuin J P F. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 1992, 258: 115—117
- 4 Meier M F, Dyurgerov M B, Rick U K, et al. Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, 2007, 317: 1064—1067
- 5 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988. 167—200
- 6 任贾文, 秦大河, 井哲帆. 气候变暖使珠穆朗玛峰地区冰川处于退缩状态. *冰川冻土*, 1998, 20: 184—185
- 7 车涛, 李新, Mool P K, 等. 希夏邦马峰东坡冰川与冰川湖泊变化遥感监测. *冰川冻土*, 2005, 27: 801—805
- 8 任贾文, 秦大河, 康世昌, 等. 喜马拉雅山中段冰川变化及气候暖干化特征. *科学通报*, 2003, 48: 2478—2482
- 9 姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 535—543
- 10 姚檀栋, 蒲健辰, 田立德, 等. 喜马拉雅山脉西段纳木那尼冰川正在强烈萎缩. *冰川冻土*, 2007, 29: 503—508
- 11 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 近百年来青藏高原冰川的进退变化. *冰川冻土*, 2004, 26: 518—522
- 12 叶庆华, 陈锋, 姚檀栋, 等. 近三十年来喜马拉雅山脉西段纳木那尼峰地区的冰川变化的遥感监测研究. *遥感学报*, 2007, 11: 511—520
- 13 吴艳红, 朱立平, 叶庆华, 等. 纳木错流域近 30 年来湖泊-冰川变化对气候的响应. *地理学报*, 2007, 62: 301—311
- 14 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究. *冰川冻土*, 2005, 27: 783—792
- 15 鲁安新, 姚檀栋, 刘时银, 等. 青藏高原各拉丹冬地区冰川变化的遥感监测. *冰川冻土*, 2002, 24: 559—562
- 16 刘时银, 上官冬辉, 丁永建, 等. 基于 RS 与 GIS 的冰川变化研究——青藏高原北侧新青峰与马兰冰帽变化的再评估. *冰川冻土*, 2004, 26: 244—252
- 17 蒲健辰, 姚檀栋, 张寅生, 等. 冬克玛底冰川和煤矿冰川的物质平衡(1992/1993 年). *冰川冻土*, 1995, 17: 138—143
- 18 周广鹏, 姚檀栋, 康世昌, 等. 青藏高原中部扎当冰川物质平衡研究. *冰川冻土*, 2007, 29: 360—365
- 19 Liu S Y, Sun W X, Shen Y P, et al. Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply. *J Glaciol*, 2003, 49: 117—124
- 20 Radić V, Hock R, Oerlemans J. Analysis of scaling methods in deriving future volume evolutions of vally glaciers. *J Glaciol*, 2008, 54: 601—612
- 21 Raper S C B, Braithwaite R J. The potential for sea level rise: New estimates from glacier and ice cap area and volume distributions. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L05502
- 22 Bahr D B, Meier M F, Peckham S D. The physical basis of glacier volume-area scaling. *J Geophys Res*, 1997, 102: 20355—20362
- 23 Farinotti D, Huss M, Bauder A, et al. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *J Glaciol*, 2009, 55: 422—430
- 24 苏珍, 奥尔洛夫 A B. 1991 年中苏联合希夏邦马峰地区冰川考察研究简况. *冰川冻土*, 1992, 14: 184—186
- 25 刘时银, 谢自楚, 马力. 希夏邦马峰抗物热冰川区消融期气候特征. *冰川冻土*, 1996, 18: 244—251
- 26 Liu S Y, Xie Z C, Song G P, et al. Mass balance of Kangwure (flat-top) Glacier on the north side of Mt. Xixiabangma, China. *Bull Glacier Res*, 1996, 14: 37—43
- 27 Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. Thinning and retreat of Xiao Dongkemadi glacier, Tibetan Plateau, since 1993. *J Glaciol*, 54: 949—951
- 28 上官冬辉, 刘时银, 丁良福, 等. 1970—2000 年念青唐古拉山脉西段冰川变化. *冰川冻土*, 2008, 30: 204—210
- 29 Fujita K, Nakawo M, Fujii Y, et al. Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *J Glaciol*, 1997, 43: 583—588
- 30 Fujita K, Takeuchi N, Seko K. Glaciological observations of Yala Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1994 and 1996. *Bull Glacier Res*, 1998, 16: 75—81
- 31 Fujita K, Kadota T, Rana B, et al. Shrinkage of Glacier AX010 in Shorong region, Nepal Himalayas in the 1990s. *Bull Glacier Res*, 2001, 18: 51—54
- 32 Yamada T, Shiraiwa T, Iida H, et al. Fluctuations of the glaciers from the 1970s to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas. *Bull Glacier Res*, 1992, 10: 11—19
- 33 Seko K, Yabuki H, Nakawo M, et al. Changing surface features of Khumbu Glacier, Nepal Himalayas revealed by SPOT images. *Bull Glacier Res*, 1998, 16: 33—41
- 34 Fujita K, Nakazawa F, Rana B. Glaciological observationson Rikha Samba Glacier in Hidden Valley, Nepal Himalayas, 1998 and 1999. *Bull Glacier Res*, 2001, 18: 31—35

- 35 WWF. An overview of Glaciers, Glacier retreat, and subsequent impacts in Nepal, Indian and China. 2005, <http://assets.panda.org/downloads/himalayaglaciarsreport2005.pdf>
- 36 Bajracharya S R, Mool P K, Shrestha B R. The impact of global warming on the glaciers of the Himalaya: In Proceedings of the international symposium on Geo-disasters, infrastructure management and protection of world heritage sites. Kathmandu: Nepal Engineering College, Ehime College Japan and National Society for Earthquake Technology Nepal, 2006. 231—242
- 37 Kulkarnil A V, Bahuguna I M, Rathore I B P, et al. Glacial retreat in Himalaya using Indian Remote Sensing satellite data. *Curr Sci*, 2007, 92: 69—74
- 38 Bolch T, Buchroithner M, Pieczonka T, et al. Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data. *J Glaciol*, 2008, 54: 592—600
- 39 姚檀栋. 1997 年中国十大科技进展之一——青藏高原海拔 7000 米冰芯的钻取及其意义. *冰川冻土*, 1998, 20: 1—2
- 40 Ye, Q H, Yao T D, Kang S C, et al. Glacier variations in the Naimona'nyi region, western Himalaya, in the last three decades. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 385—389
- 41 马凌龙, 田立德, 杨威, 等. 青藏高原南部羊八井古仁河口冰川 GPR 测厚及冰川体积估算. *冰川冻土*, 2008, 30: 783—788
- 42 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. *科学通报*, 2000, 45: 98—105
- 43 李生辰, 徐亮, 郭英香, 等. 近 34a 青藏高原年气温变化. *中国沙漠*, 2006, 26: 27—34
- 44 李新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球变化的响应模型. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 185—192
- 45 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400a 来印度夏季风降水变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30: 619—627
- 46 皇翠兰, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 青藏高原希夏邦马冰芯中的环境变化信息. *科学通报*, 1998, 43: 1902—1903
- 47 段克勤, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 喜马拉雅山达索普冰川积累量变化及其对青藏高原温度的响应. *冰川冻土*, 2001, 23: 119—124
- 48 康世昌, 秦大河, Mayewski P A, 等. 近 200 年来珠穆朗玛峰北坡远东绒布冰芯气候记录. *冰川冻土*, 2000, 22: 211—217
- 49 Liu S Y, Zhang Y, Zhang Y S, et al. Estimation of glacier runoff and future trends in the Yangtze River source region, China. *J Glaciol*, 2009, 55: 353—362