

文章编号: 1008-2786-(2009)6-655-08

# 水文气象学方法计算喜马拉雅山北坡冰川流域物质平衡

汪奎奎<sup>1,3</sup>, 刘景时<sup>1</sup>, 巩同梁<sup>2</sup>, 田克明<sup>1</sup>, 卢巍<sup>1</sup>

(1. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085 2. 西藏自治区水文水资源局, 西藏 拉萨 850000  
3. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要:** 卡鲁雄曲是喜马拉雅山北坡唯一具有长期常规水文气象观测资料的冰川流域。根据中国冰川水文和气候的分布特征, 可推导出以水文、气象观测数据计算流域冰川平均物质平衡的公式。据此恢复了1983~2006年卡鲁雄曲流域冰川平均物质平衡各分量的逐年值序列, 并用SPSS软件对计算结果进行了统计分析。结果表明: 1983~2006年的24 a里, 卡鲁雄曲流域的冰川消融逐步加剧: 多年平均值为 $-136.3 \text{ mm/a}$ 前12 a(1983~1994年)多年平均值为 $-83.61 \text{ mm/a}$ 后12 a(1995~2006年)多年平均值为 $-188.98 \text{ mm/a}$ 且1986、1998和2005年出现较大的波动, 冰川物质平衡值分别为:  $149.19 \text{ mm}$ 、 $-654.36 \text{ mm}$ 和 $-316.43 \text{ mm}$ 。通过对影响冰川物质平衡动态变化的影响因素进行分析, 发现冰川物质平衡变化主要由强烈消融期(5~9月)的平均温度决定, 二者的相关系数达到 $-0.786$ 并具有很好的线性关系:  $MB = -331.87T_{5-9} + 2683.5$

**关键词:** 水文气象学方法; 物质平衡; 卡鲁雄曲; 气候变化

**中图分类号:** P339, P931.4

**文献标识码:** A

气候变化是全球变化研究的核心问题和重要内容。冰川物质平衡和冰川变化是气候变化的必然结果, 其前进和退缩响应气温和降水量的变化, 冰川物质平衡和冰川变化是高山气候变化的极好代用指标<sup>[1-3]</sup>。通过研究冰川物质平衡和冰川变化, 可以了解冰川径流的变化, 进而研究河川的径流变化; 研究高山气候变化, 了解当前及未来气候变化及全球变化。因此, 研究冰川物质平衡和冰川变化有着非常重要的意义<sup>[4]</sup>。喜马拉雅山是我国以及印度、东南亚很多河流的发源地, 由于冰雪融水占很大比重, 所以对气候变化比较敏感, 但在我国喜马拉雅山北侧冰川物质平衡的研究较少, 更缺乏连续的观测资料<sup>[5]</sup>。杨锡金和张文敬等分别在1975年和1980年对羊卓雍错流域西侧的枪勇冰川在冰川气象、夏季径流、冰川的积累消融、物质平衡方面作了观测研究<sup>[6]</sup>; 张菲等在2006年对枪勇冰川在冰川水文和气

象方面进行了研究<sup>[7,8]</sup>。本文选取我国喜马拉雅山一侧唯一具有长期水文气象观测资料的卡鲁雄曲为典型区域, 用水文气象方法恢复了近30年来该流域冰川物质平衡的逐年值序列, 对认识该流域的气候和径流变化具有一定的意义, 同时可以为农业水利部门决策提供一定的科学依据。

## 1 流域概况

卡鲁雄曲位于青藏高原南部喜马拉雅山北坡、雅鲁藏布江以南, 是羊卓雍错的西岸主要支流, 其源头为卡若拉山, 河源为海拔 $7\,206 \text{ m}$ 的勒金康桑峰(图1), 流域面积 $286 \text{ km}^2$ , 高度 $4\,550 \sim 7\,200 \text{ m}$ , 其间 $4\,900 \text{ m}$ 以上有现代冰川50条, 总面积 $59.42 \text{ km}^2$ , 覆盖率 $20.78\%$ <sup>[9]</sup>,  $5\,100 \text{ m}$ 以上为高山冻土区, 以下为深层季节冻土区<sup>[10]</sup>。

收稿日期(Received date): 2009-02-11; 改回日期(Accepted): 2009-05-28。

基金项目(Foundation item): 国家重点基础研究发展规划(2007CB411503); 国家自然科学基金(40571037, 40711140130); 中国科学院“百人计划”。[National Research Program of China No. 2007CB411503; National Natural Science Foundation of China 40571037 and 40711140130 “Talent Project” of the Chinese Academy of Sciences]

作者简介(Biography): 汪奎奎(1983-), 男, 湖北人, 硕士研究生, 主要从事寒区水文和水资源研究。[Kui Kui Wang(1983-), male, Hubei

Master, undertaking the research work on hydrology and water resource in arid and cold region] E-mail: kui kui wang@itpcas.ac.cn  
© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

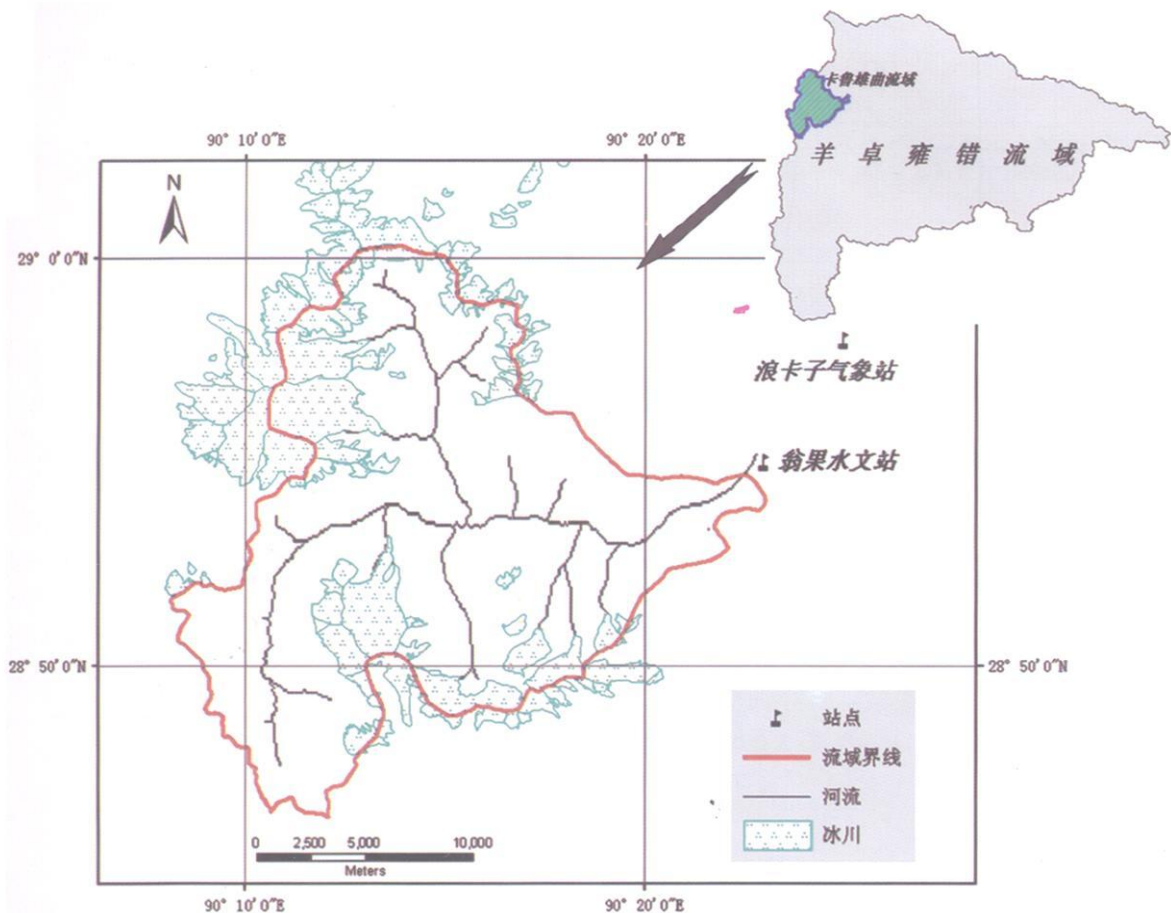


图 1 卡鲁雄曲流域冰川分布及水文站位置图

Fig 1 The distribution of glaciers and observation stations in the Karuixung watershed

该区属于南亚季风气候区中的南亚⑤型气候，处在喜马拉雅山的雨影地区，属于半干旱地区。多年平均气温为 2.0℃，波动范围是 1.0℃到 3.1℃，1983-01 曾出现最低温为 -8.1℃。多年平均降水量 370.5 mm，且年内分配很不均匀，集中在每年印度季风影响的 6~9 月，占全年降水的 90% 以上。

卡鲁雄曲流域内仅有翁果冰川径流实验站(海拔 4 550 m)，位于卡鲁雄曲流域的出山口，浪卡子县翁果乡省拉村，建于 1975 年，期间曾间断观测。我们收集了现有 1983~2006 年的连续逐月降水、气温、流量等水文气象以及冰川冻土资料。同时，在国家自然科学基金支持下，我们在 2006-06-10 月对卡鲁雄曲的冰川物质平衡、冰川融水过程等项目进行了野外观测，重点展开了冰川冰面物质平衡、冰川融水变化、降水量观测等的过程研究，获取了水文、气象、冰川等重要的野外观测资料。包括枪勇冰川末端 5 200 m 的自动气象站，每 10 min 采样一次，进

行冰川末端温度、湿度、辐射、地温、降水等气象要素的观测；分别在 4 800 m、5 200 m 的自计式雨量筒；以及枪勇冰川末端的水文控制断面，监测水位、水深、流速、河宽等值。利用上述数据资料采用水文气象方法恢复了该流域冰川物质平衡的逐年值序列，以便对该地区冰川的物质平衡变化有个长期连续的认识。

2 流域冰川物质平衡的计算方法

冰川物质平衡监测的传统方法以实测为主，还有通过物质平衡与气象要素的关系来估算。这些方法都需要投入大量的人力、时间和费用，因而限制了冰川物质平衡资料在大范围内的获取。全世界有连续观测的单个冰川仅 40 多条，而我国有连续观测的冰川仅 3~4 条<sup>[11]</sup>。因此，如何获取大范围内冰川物质平衡的波动数据，尤其是具有连续序列的变化

数值, 从而了解冰川变化, 成为焦点问题之一<sup>[11]</sup>。

在降水分布的研究中, 张学文、杨秀松等 (1991) 引用相对分布函数, 物理场的熵概念和最大熵原理导出和论证了降雨事件平均降水深 ( $P$ ) 与其所占面积 ( $a$ ) 之间的理论通用关系<sup>[13 14]</sup>

$$\frac{P - P_0}{P - P_0} = \ln \left[ \frac{a}{F} \right] \quad (1)$$

即降水事件平均降水深 ( $P$ ) 与其所占面积 ( $a$ ) 之间存在负指数关系

$$P = \bar{P} - (\bar{P} - P_0) \ln \left[ \frac{a}{F} \right] \quad (2)$$

高山冰川区尤其是中纬度高亚洲的高山冰川带, 由于下垫面的温度场和湿度场与周围环境的差异, 形成冷岛和高湿中心。其结果造成水平湍流加强, 并影响内部场的湍流加剧, 使冰川区成为湿岛和局地对流加强, 形成多降水过程, 增加降水量。当过境气流通过时, 冰川区形成阻岛, 气流活动加强, 产生降水天气。这种作用使高山冰川带成为高降水带, 形成了流域内的最大降水区<sup>[14 15]</sup>; 冰面受气候等因素影响产流量大, 也形成了高径流区, 高山冰川区是径流的高值中心, 降水量的高值区与径流的高值区相一致。另外, 冰川区的径流系数也是流域内最大值分布区<sup>[11]</sup>。因此, 可得出高山冰川区是流域内降水量、径流深度和径流系数分布的最大值区域。

沈永平 (1997) 等根据张学文 (1991) 和马力 (1994) 的方法原理, 应用中国西部部分水文图和实测资料, 证实了在高山冰川区降水与其所占的面积也有类似 (2) 式的负指数关系<sup>[12]</sup>。当  $a = F_g$  时, 可得到下列公式

$$P_g = P - (P - P_0) \ln(F_g / F) \quad (3)$$

式中  $P_g$  为流域冰川区的平均降水量 (mm),  $P$  为全流域平均降水量 (mm),  $P_0$  为流域中降水量 (mm),  $F$  和  $F_g$  分别为流域总面积和流域中冰川的面积。

根据冰川及水文站观测发现, 该流域 5~10 月的月平均气温均高于 0℃, 4 月某些时期的气温虽然略高于 0℃, 但考虑到冰川融水对温度的推迟效应以及野外观测发现 4 月冰川几乎没有融水, 故本文将流域冰川消融期定为 5~10 月。卡鲁雄曲流域受印度洋季风的影响, 因此消融期又分为非季风期 (5~6 月) 和季风期 (7~10 月)。

在非季风期, 流域径流主要由冰川融水产生, 张菲等 (2006) 利用翁果站 (1983~2003 年) 的资料对流域 5 月和 6 月的径流深与平均温度做了回归分

析, 取得较好的效果<sup>[8]</sup>。本文在增加了 2004~2006 年 3 a 数据的基础上重新做了回归分析

$$Q_5 = 2.11e^{0.287T_5} (R = 0.8, N = 24, P = 0.05) \quad (4)$$

$$Q_6 = 2.11e^{0.32T_6} (R = 0.91, N = 24, P = 0.05) \quad (5)$$

当  $T = 0$  时产生的径流可认为是储存于土壤和近地表中地下水的释放<sup>[22]</sup>, 由公式可以看出 5 月和 6 月土壤和近地表中地下水的释放量是一致的, 但温度系数在加大, 说明温度对径流的影响越来越大。根据公式可计算出 5 月和 6 月由温度引起的冰川融水比例 (冰川融水占径流的比例)

$$K_5 = \frac{Q_5 - 2.11e^0}{Q_5} \times 100\% \quad (6)$$

$$K_6 = \frac{Q_6 - 2.11e^0}{Q_6} \times 100\% \quad (7)$$

式中  $Q_5$  和  $Q_6$  分别为 5 月和 6 月的流域总径流深 (mm);  $T_5$  和  $T_6$  分别为 5 月和 6 月的月平均温度 (℃);  $K_5$  和  $K_6$  分别为 5 月和 6 月的冰川融水比率。

在季风期, 流域径流主要由温度引起的冰雪融水和季风带来的降水两大部分组成, 张菲等对流域 7~10 月各月径流深与平均温度和降水量分别做了多元线性回归, 本文在加了 2004~2006 的数据后, 对 7~10 月的径流深与平均温度和降水量整体做了多元线性回归

$$Q_{7-10} = 52.65T_{7-10} + 0.781P_{7-10} - 319.1 \quad (8)$$

( $R = 0.63, N = 24, P = 0.05$ )

同上, 可计算出 7~10 月的冰川融水比例

$$K_{7-10} = \frac{52.65T_{7-10}}{Q_{7-10} + 319.1} \times 100\% \quad (9)$$

式中  $Q_{7-10}$ 、 $T_{7-10}$ 、 $P_{7-10}$  和  $K_{7-10}$  分别为 7~10 月流域径流深 (mm)、台站月平均温度 (℃)、台站总降水量 (mm) 和 7~10 月的冰川融水贡献率。

结合式 (4)~(9) 可计算出每年的冰川融水贡献率

$$K_i = \frac{Q_{i5} \times K_{i5} \times Q_{i6} \times K_{i6} + Q_{i7-10} \times K_{i7-10}}{Q_i} \times 100\% \quad (10)$$

式中  $Q_{i5}$ 、 $Q_{i6}$ 、 $Q_{i7-10}$  和  $Q_i$  分别表示第  $i$  年 5 月、6 月、7~10 月流域径流深 (mm) 和第  $i$  年流域总径流深 (mm),  $K_{i5}$ 、 $K_{i6}$ 、 $K_{i7-10}$  和  $K_i$  分别表示第  $i$  年 5 月、6 月、7~10 月的融水比例和第  $i$  年冰川融水对流域径流的贡献率。

求出每年冰川融水比例后就可以求出每年流域平均径流深中冰川融水量, 进而求出冰川区的平均径流深

$$R_{gi} = \frac{Q_i \times F \times K_i}{F_g} \tag{11}$$

式中  $R_{gi}$ 为第  $i$ 年冰川区平均径流深 (mm), 其余同上。

据杨锡金等人 1975年在卡鲁雄曲流域枪勇冰川的研究, 该流域冰川海拔位置很高 (出山口翁果站的海拔就有 4 550 m), 消融期中气温低, 相对湿度高, 冰雪面凝结和蒸发值都很小, 可以视为相互抵消<sup>[6]</sup>, 因而由冰川物质平衡原理, 该流域逐年冰川平均物质平衡计算公式为<sup>[6 21]</sup>

$$B_{ni} = C_i - A_i \tag{12}$$

其中

$$C = P_{gb} \quad A_i = R_{gi} \tag{13}$$

式中  $C_i$ 为第  $i$ 年冰川平均总积累量 (mm),  $A_i$ 为第  $i$ 年冰川平均总消融深 (mm),  $B_{ni}$ 为第  $i$ 年流域冰川平均物质平衡 (mm)。

由以上式 (3) ~ (13)可以看出, 应用翁果水文站多年观测 (1983~ 2006)气象水文资料, 就可逐年恢复卡鲁雄曲流域冰川平均物质平衡各分量值的序列。

3 数据处理及计算结果

由常规气象站雨量观测器观测的降水量比实际降水量偏少, 含有动力损失 (风的影响)、蒸发损失和湿润损失。根据观测试验, 分析降水观测系统误差的修正值。在卡鲁雄曲流域, 11~ 3月月平均气温低于 0℃, 认为是固态降水, 采用固态降水量修正系数 1.3进行修正; 4~ 10月月平均气温高于 0℃, 认为是液态降水, 采用液态降水系数 1.15进行修正<sup>[16]</sup>。

在计算流域平均降水量时, 必须考虑受海拔变化产生的降水梯度问题。杨锡金等 1975年对卡鲁雄曲流域的枪勇冰川进行科学考察时计算的降水梯度为 26 mm/(100 m)<sup>[6]</sup>。2006- 06- 10我们再次对枪勇冰川进行了冰川水文和气象考察, 分别在枪勇冰川附近海拔 4 800 m处和海拔 5 200 m处架设了精度为 0.2 mm的 HOBO 自计雨量桶, 并在海拔 4 800 m处架设了一套标准气象站。根据我们的降水观测资料结合同时段翁果水文站 (海拔 4 550 m)和浪卡子气象站 (海拔 4 432 m)的降水观测数据, 计算的降水梯度为 22.44 mm/(100 m)。但由于仪器问题, 我们在海拔 4 800 m和海拔 5 200 m处架设的 HOBO自计雨量桶同步观测降水量的连续数据, 只

有 2006- 07- 02~ 2006- 08- 20期间 50 d的, 时间较短, 而 1975年杨锡金等观测的有 112 d的数据, 故本文仍采用 26 mm/(100 m)的降水梯度。另外在计算流域平均降水量时, 本文将卡鲁雄曲流域按其海拔的不同划分成 16个高程带 (4 600~ 5 800 m按每 100 m划分, 5 800 m以上按每 200 m划分), 然后以 26 mm/(100 m)的降水梯度按各海拔的面积进行加权平均 (表 1)。

表 1 卡鲁雄曲流域的高程分带、各分带的面积和平均高度

Table 1 Area of elevation zones and the mean hypsometric elevation				
高程带	高程范围 (m)	占流域面积 (%)	面积 ( km <sup>2</sup> )	平均高程 (m)
1	4 600~ 4 700	2.78%	7.95	4 610
2	4 700~ 4 800	3.32%	9.50	4 735
3	4 800~ 4 900	3.79%	10.84	4 860
4	4 900~ 5 000	4.95%	14.15	4 955
5	5 000~ 5 100	6.11%	17.47	5 060
6	5 100~ 5 200	7.21%	20.62	5 160
7	5 200~ 5 300	8.97%	25.65	5 260
8	5 300~ 5 400	9.86%	28.21	5 355
9	5 400~ 5 500	10.42%	29.80	5 455
10	5 500~ 5 600	9.92%	28.37	5 555
11	5 600~ 5 700	8.63%	24.69	5 650
12	5 700~ 5 800	7.23%	20.67	5 750
13	5 800~ 6 000	9.80%	28.04	5 890
14	6 000~ 6 200	3.53%	10.10	6 080
15	6 200~ 6 400	2.11%	6.04	6 300
16	6 400~ 6 600	1.37%	3.92	6 480

通过降水观测系统误差修正和消除海拔梯度的影响后, 根据上述公式 (3)和 (13), 即可计算出流域冰川区每年的平均降水量 (mm), 即流域冰川平均积累量 (mm), 计算结果显示流域冰川区的积累量的多年平均值 (水当量)为 936.57 mm (图 2)。

根据公式 (6)~ (10)即可计算出卡鲁雄曲流域每年 5月、6月、7~ 10月和每年的冰川融水比例, 计算结果显示 5月、6月、7月~ 10月冰川融水比例的多年平均值分别为 78.4%、94.7%和 63%, 冰川融水比例的多年平均值为 60.7%。5月和 6月的冰川融水贡献率远大于 7~ 10月的值, 是因为 5月和 6月为消融期中的非季风期, 降水很少, 流域径流主要由冰川融水组成, 而到季风期的 7~ 10月, 降水明显增多, 河流主要由融水补给和降水补给两部分组成, 融水补给比率大幅下降。融水比例的多年平均值与

7~10月的值相近是因为卡鲁雄曲流域主要的雨季为6~9月, 多年平均降水量占年降水量的90%左右, 其中7月和8月的降水量就能够占到年降水量的63%。而且6月气温急剧升高, 至7月达到最高值, 9月下旬气温迅速下降, 所以6~9月为该流域冰川的强烈消融期。

根据公式(11)~(13), 结合上面计算的结果, 就可以计算出1983~2006年卡鲁雄曲流域冰川物质平衡的逐年值序列, 结果如图2所示。

计算结果表明: 1983~2006年的24 a里, 喜马拉雅山北坡卡鲁雄曲流域的冰川消融逐步加剧: 多年平均值为-136.3 mm/a 前12 a(1983~1994年) 多年平均值为-83.61 mm/a 后12 a(1995~2006年) 多年平均值为-188.98 mm/a 且1986、1998和2005年出现较大的波动, 冰川物质平衡值分别为: 149.19 mm、-654.36 mm和-316.43 mm。

在卡鲁雄曲流域, 冰川物质平衡方面的研究较少。杨锡金等在1975年对卡鲁雄曲流域西侧的枪勇冰川在冰川气象、夏季径流、冰川的积累消融、物质平衡方面作了观测研究。他们的研究表明: 1975-06-01~09-20的112 d的时间内, 枪勇冰

川的物质平衡为130.5 mm, 而1月至12月365 d时间内枪勇冰川的物质平衡为113.0 mm。杨锡金等认为枪勇冰川在此后几年冰川物质平衡仍然为正, 冰川会不断前进。但根据张文敬等1980年观察, 枪勇冰川冰舌末端的冰崖已经不复存在, 而变为平缓的楔形, 说明小冰期已经达到尾声, 冰川物质平衡开始向负平衡转换<sup>[19]</sup>。这与本文计算的1980年代卡鲁雄曲流域冰川消融较弱的结果基本相符。20世纪90年代之后多异常偏暖年, 冰川消融也在不断加剧。周广鹏等2005年采用传统的花杆观测法对枪勇冰川进行了冰川物质平衡方面的观测, 他们的观测结果表明: 2005~2006年, 枪勇冰川的物质平衡值为-107.39 mm<sup>[20]</sup>。这一结果与本文计算的2006年卡鲁雄曲流域冰川平均物质平衡值(-86.6 mm)基本相符。

已有研究表明西藏大部分地区四季和年平均气温为升温趋势, 尤其是秋冬季; 最低温度上升最显著, 而且高海拔地区比低海拔地区升温强烈<sup>[18]</sup>。西藏年平均气温以0.26℃/(10 a)的增长率上升, 明显高于全国和全球气温的增长率, 20世纪90年代多异常偏暖年<sup>[17, 18]</sup>。在卡鲁雄曲流域, 多年年均气

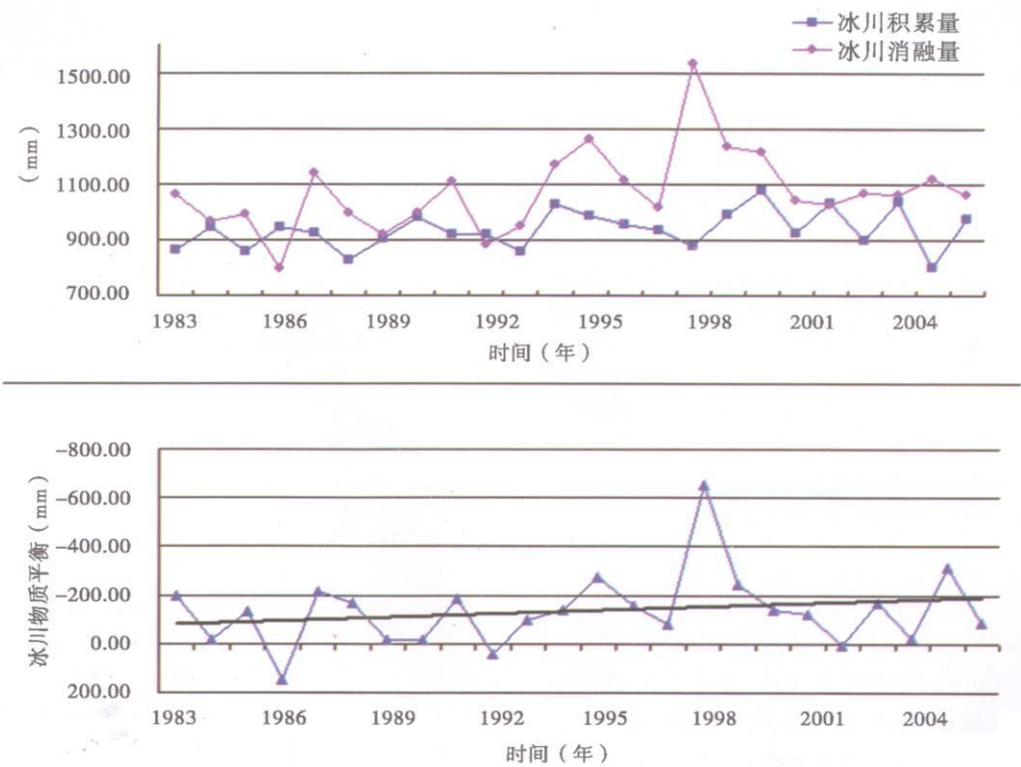


图 2 卡鲁雄曲流域冰川物质平衡

Fig 2 Mass balance of glacier in the Kanxung watershed

温只有  $2.4^{\circ}\text{C}$ , 而气温统计资料显示: 后 12 a (1995 ~ 2006年) 比前 12 a (1983 ~ 1994年) 多年平均气温上升了  $0.42^{\circ}\text{C}$ 。气温上升是导致卡鲁雄曲流域冰川消融加剧的主要原因。从卡鲁雄曲流域出山口翁果冰川径流实验站 1983 ~ 2003年的月气温统计数据可看出: 1986年, 除 6月和 8月月均气温略高于多年平均值以外, 其他月温度平均值均低于多年平均值, 且 5月、10月、12月的月均气温和 1986年的年均气温都为多年来的最低值; 而在 1998年, 除 3月、4月、7月和 12月月均气温略低于多年平均值以外, 其他月份温度平均值均高于多年平均值, 且 5月、6月、8月、10月、11月的月均气温和 1998年的年均气温几乎都为多年来的最高值。这可能是 1986年该流域冰川物质平衡出现较强正平衡而在 1998年出现较强负平衡的主要原因。在 2005年, 除 4月、8月、9月的月均温度为多年来最高值外, 从降雨统计数据可以看出: 2005年翁果站降水量为  $244.7\text{ mm}$  (修正前), 季风期 5 ~ 10月的降水量为  $192.9\text{ mm}$ , 都为多年最高值, 远低于同期的多年平均值  $370.5\text{ mm}$  和  $283.4\text{ mm}$ 。4月、8月、9月的温度高, 冰川消融强烈, 加上降水量少可能是该流域 2005年冰川出现较强负平衡的主要原因。

为探讨卡鲁雄曲流域冰川物质平衡动态变化的原因, 我们结合浪卡子气象站的观测资料, 用 SPSS 软件分别对冰川物质平衡与年平均温度、强烈消融期的平均温度 (5 ~ 9月)、年降水量做了分析, 发现: 冰川物质平衡与强烈消融期的平均温度相关性最好, 相关系数达到  $-0.786$ 。在 95% 的置信水平下, 对冰川物质平衡和强消融期的温度进行曲线拟合, 发现二者具有很好的线性关系, 并通过了显著性检验

$$MB = -331.8T_{5-9} + 2683.5$$

$$(R = 0.786 \quad N = 24 \quad P = 0.05)$$

式中  $MB$  为冰川物质平衡值,  $T_{5-9}$  为 5 ~ 9月的月平均温度,  $R$  为相关系数,  $N$  为样本数,  $1 - P$  为置信水平。

对浪卡子气象站的气温数据进行分析发现: 1995 ~ 2006年 5 ~ 9月的平均温度  $8.71^{\circ}\text{C}$  比 1983 ~ 1994年同时期的平均温度  $8.42^{\circ}\text{C}$  上升了  $0.3^{\circ}\text{C}$ , 这一变化与该流域冰川后 12 a (1995 ~ 2006年) 比前 12 a (1983 ~ 1994年) 消融加剧的动态变化是一致的。由此可知: 影响卡鲁雄曲流域冰川物质平衡变化的主要因素为强烈消融期 (5 ~ 9月) 的温度。

## 4 结论与讨论

本文根据中国冰川水文和气候的分布特征推导出以水文、气象观测数据计算流域冰川平均物质平衡的公式, 并选取了喜马拉雅山北坡唯一具有长期水文气象观测资料的卡鲁雄曲流域, 采用此方法, 恢复了 1983 ~ 2006年该流域冰川平均物质平衡各分量的逐年值序列, 并对冰川物质平衡动态变化的原因进行了初步的探讨, 结论如下:

1. 卡鲁雄曲流域径流 5月和 6月以冰川融水补给为主, 融水贡献率的多年平均值分别为 78.4% 和 94.7%。7 ~ 10月, 流域径流由冰川融水和降水共同补给, 融水贡献率的多年平均值为 63%。冰川融水年贡献率的多年平均值为 60.7%。

2. 在 1983 ~ 2006年的 24 a里, 卡鲁雄曲流域冰川物质平衡的多年平均值为  $-136.3\text{ mm/a}$ 。前 12 a (1983 ~ 1994年) 多年平均值为  $-83.61\text{ mm/a}$ 。后 12 a (1995 ~ 2006年) 多年平均值为  $-188.98\text{ mm/a}$ 。冰川消融逐步加剧。

3. 卡鲁雄曲流域冰川物质平衡的动态变化主要由强烈消融期 (5 ~ 9月) 的温度引起, 二者的相关系数达到  $-0.786$  并具有很好的线性关系, 关系式为:  $MB = -331.8T_{5-9} + 2683.5 (R = 0.786 \quad N = 24 \quad P = 0.05)$ 。

本文作为计算流域冰川平均物质平衡的一种方法的探索, 很好的解决了冰川在海拔上不一定连续的问题, 但由于 1983 ~ 2006年整个羊卓雍错流域冰川物质平衡的研究都较少, 无法对计算结果进行充分的检验和校正。不过, 田立德等从 2006年开始加强了对卡鲁雄曲流域枪勇冰川的观测, 并在 2009 - 04打钻采取了冰芯, 我们会根据他们的研究成果对文中方法进行不断的改进。

## 参考文献 (References)

- [1] Liu Shi yin, Ding Yong jian, Ye Baisheng, et al. Regional characteristics of glacier mass balance variations in High Asia [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(2): 97 ~ 105 [刘时银, 丁永建, 叶佰生, 等, 高亚洲地区冰川物质平衡变化特征研究 [J]. 冰川冻土, 2000, 22(2): 97 ~ 105]
- [2] Yao Tandong, Liu Shi yin, Pu Jianchen, et al. Impact of the recent glacier retreat on water resources in High Asia [J]. *Science in China (Series D)*, 2004, 34(6): 535 ~ 543 [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 [J]. 中国科学 (D 辑), 2004, 34(6): 535 ~ 543]



- [ 3 ] Gao Xiaoqing Tang Maocang Feng Song Discussion on the relationship between glacial fluctuation and climate change[ J]. *Plateau Meteorology*, 2000 19(1): 9~ 16[ 高晓清, 汤懋苍, 冯松. 冰川变化与气候变化关系的若干探讨 [ J]. 高原气象, 2000 19(1): 9~ 16]
- [ 4 ] ShiYafeng Liu Shiying. The forecast of glacier fluctuations in China responding to the 21th Century global warming [ J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(2): 434~ 438[ 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(2): 434~ 438]
- [ 5 ] Singh P. Lars B Hydrological sensitivity of a large Himalayan basin to climate change [ J]. *Hydrological Processes*, 2004 18 2363 ~ 2385
- [ 6 ] Li Jiejun Zheng Benxing Yang Xijin Glaciers of Xizang( Tibet) [ M ]. Beijing Science Press 1986 67~ 98[ 李吉均, 郑本兴, 杨锡金. 西藏冰川 [ M ]. 北京: 科学出版社, 1986 67~ 98]
- [ 7 ] Zhang Fei Liu Jingshi Gong Tongliang Winter runoff in a typical alpine permafrost region, Tibet- Himalayas[ J]. *Advances in Earth Science*, 2006 21(12): 1333~ 1338[ 张菲, 刘景时, 巩同梁. 喜马拉雅山北坡典型高山冻土区冬季径流过程 [ J]. 地球科学进展, 2006 21(12): 1333~ 1338]
- [ 8 ] Zhang Fei Liu Jingshi Gong Tongliang *et al* Hydrological regime of the karuung watershed in north Himalayas[ J]. *Acta Geographica Sinica*, 2006 61(11): 1141~ 1148[ 张菲, 刘景时, 巩同梁. 等. 喜马拉雅山北坡卡鲁鲁曲径流与气候变化 [ J]. 地理学报, 2006, 61(11): 1141~ 1148]
- [ 9 ] Mi Desheng Xie Zichu Luo Xiangrui *et al* China Glacier Information System XI Gange Water System[ M ]. Xi'an Atlas Press 2001: 207~ 213[ 米德生, 谢自楚, 罗祥瑞. 等. 中国冰川编目雅鲁藏布江流域冰川目录, XI 恒河水系 [ M ]. 西安: 地图出版社, 2001: 207~ 213]
- [ 10 ] Zhou Youwu, Guo Dongxing Qiu Guoqing *et al*. Geocryology in China[ M ]. Beijing Science Press 2000 9~ 218[ 周幼吾, 郭东信, 邱国庆. 等. 中国冻土 [ M ]. 北京: 科学出版社, 2000 9~ 218]
- [ 11 ] Shen Yongping Liu Shiying, Zhen Lili *et al* Fluctuations of glacier mass balance in watersheds of Qilian Mountain and their impact on water resources of Hexi Region[ J]. *Journal Of Glaciology And Geocryology*, 2001, 23(3): 243~ 250[ 沈永平, 刘时银, 甄丽丽. 等. 祁连山北坡流域冰川物质平衡波动及其对河西水资源的影响 [ J]. 冰川冻土, 2001, 23(3): 243~ 250]
- [ 12 ] Shen Yongping Xie Zichu Ding Liangfu *et al* Estimation of average mass balance of glaciers in a watershed and its application [ J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1997, 19(4): 302~ 307[ 沈永平, 谢自楚, 丁良福. 等. 流域冰川平均物质平衡的计算方法及其应用 [ J]. 冰川冻土, 1997 19(4): 302~ 307]
- [ 13 ] Zhang Xuwen Yang Xuesong The relationship between the area and the depth of the storms derived from Entropy Principle [ J]. Plateau Meteorology, 1991 10(3): 225~ 232[ 张学文, 杨秀松. 从熵原理得出的暴雨面积和雨量的关系 [ J]. 高原气象, 1991 10(3): 225~ 232]
- [ 14 ] Shen Yongping Liang Hong High precipitation in glacial region of high mountains in High Asia possible cause[ J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(6): 806~ 809[ 沈永平, 梁红. 高山冰川区大降雨带的成因探讨 [ J]. 冰川冻土, 2004 26(6): 806~ 809]
- [ 15 ] Ding Xianrong Water increasing effect of mountains and its value of water resources[ J]. *Journal of Mountain Science*, 2003 21(6): 681~ 685[ 丁贤荣. 高山增水效应及其水资源意义 [ J]. 山地学报, 2003, 21(6): 681~ 685]
- [ 16 ] Yang Daqing ShiYafeng Kang Ersi *et al* Analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in the Urumqi River basin, Tianshan[ A ]. In: ShiYafeng, *et al*. Formation and Estimation of Mountain Water Resources in the Urumqi River Basin [ C ]. Beijing Science Press, 1992: 14~ 40[ 杨大庆, 施雅风, 康尔泗. 等. 天山乌鲁木齐河流域降水观测系统误差分析和修正 [ A ]. 见: 施雅风, 等编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算 [ C ]. 北京: 科学出版社, 1992 14~ 40]
- [ 17 ] ShiYafeng Shen Yongping Li Dongliang *et al* An Assessment of the Issues of Climatic Shift from Warm-dry to Warm-wet in Northwest China[ M ]. Beijing China Meteorological Press 2002 7~ 75[ 施雅风, 沈永平, 李栋梁. 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型评价 [ M ]. 北京: 气象出版社, 2002 7~ 75]
- [ 18 ] Gong Tongliang Liu Changning Liu Jingshi Hydrological response of Lhasa River to climate change and permafrost degradation in Xizang[ J]. *Acta Geographica Sinica*, 2006 61(5): 519~ 526[ 巩同梁, 刘昌明, 刘景时. 拉萨河冬季径流对气候变暖和冻土退化的响应 [ J]. 地理学报, 2006, 61(5): 519~ 526]
- [ 19 ] Zhang Wenjing Xie Zichu The change of glaciers and information updating in the south of Xizang( Tibet) [ J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1981 3(4): 61~ 64[ 张文敬, 谢自楚. 西藏南部某些冰川近年来的变化及若干新资料 [ J]. 冰川冻土, 1981 3(4): 61~ 64]
- [ 20 ] Zhou Guangpeng New Observation of Mass Balance of Glaciers in the Central Tibetan Plateau[ D ]. Beijing Institute of Tibetan Plateau Research Chinese Academy of Sciences 2007. [ 周广鹏. 青藏高原中部冰川近期物质平衡研究 [ D ]. 北京: 中国科学院青藏高原研究所, 2007]
- [ 21 ] Yang Zhenniang Zeng Qunzhu Hydrology of Glacier [ M ]. Chongqing Chongqing Press 1986 67~ 98[ 杨针娘, 曾群柱. 冰川水文学 [ M ]. 重庆: 重庆出版社, 2000 70~ 123]
- [ 22 ] Ding Yongjian, Ye Baisheng Liu Shiying Effect of climatic factors on stream flow in the alpine catchment of the Qilian Mountains [ J]. *Acta Geographica Sinica*, 1999 54(5): 431~ 437[ 丁永建, 叶柏生, 刘时银. 祁连山区流域径流影响因子分析 [ J]. 地理学报, 1999, 54(5): 431~ 437]

# Computation on the Mass Balance of Glaciers in North Himalaya with a Hydro-meteorological Method

WANG Kuiku<sup>1, 3</sup>, LIU Jingshi<sup>1</sup>, GONG Tongliang<sup>2</sup>, TIAN Keming<sup>1</sup>, LIU Wei<sup>1</sup>

(1 *Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China*; 2 *Water Resources Survey and Hydrology Bureau of Tibetan Autonomous Region, Lhasa 850000, China*; 3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*)

**Abstract** The Karaxung catchment is a typical and unique area with a long term observations in the Tibet Himalayas since 1983. A group of expressions which can be used to calculate the mass balance of glacier based on hydrological and meteorological observation data could be deduced according to the glacier hydrology and climate characteristics of the distribution in China. Using the conceptual method, the components of the mass balance of the glaciers in the Karaxung from 1983 to 2006 has been estimated. The result shows that in the 24 years, the glaciers in Karaxung area is turning to retreat more quickly; the averaged mass balance for 24 years was  $-136.3 \text{ mm/a}$ . It was  $-83.61 \text{ mm/a}$  in the first 12 years (from 1983 to 1994), and reduces to  $-188.98 \text{ mm/a}$  in the last 12 years (from 1995 to 2006). The mass balance of glacier presents a greater fluctuation in 1986, 1998 and 2005 respectively, with numbers of  $149.19 \text{ mm}$ ,  $-654.36 \text{ mm}$  and  $-316.43 \text{ mm}$ . After analyzing the reason of the change of the mass balance of the glaciers, it was found that the main reason was the average temperature of May to September. There was linear correlations between the mass balance of the glaciers and the average temperature, and the correlations coefficients reached to  $-0.786$ .

**Key words** hydro-meteorological method; mass balance; Karaxung catchment; climate change