

乌鲁木齐河源气候特性与冰川融水径流^①

杨新元 韩添丁

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

提 要 乌鲁木齐河源冰川径流采用实测的1号冰川物质平衡、降水等为基本资料进行估算: 冰川强烈消融期在7月中旬—8月中旬, 冰川多年平均径流深度为442 mm。相当于冰川每年减薄135 mm。用“替代冰川”估算出山口以上冰川总径流量为 $1.87 \times 10^7 \text{ m}^3$, 占英雄桥总径流的8%。

关键词 主要消融期 冰川融水径流 流量

乌鲁木齐河径流来源主要为降水, 但是高山冰雪融水补给起着重要的调节作用, 尤其在干旱年份, 由于气温偏高, 冰川融水较大, 它弥补了因降水少而河流流量的减少。本文主要分析河源区不同季节气候特性, 冰川融水径流与气候的关系, 并通过降水、冰川物质平衡资料计算流域冰川融水径流量, 了解冰川对河流补给程度。

1 冰川融水径流与气象因素之间的关系

乌鲁木齐河源1号冰川为我们观测研究的主要对象, 多年平均雪线海拔约在4050 m处, 冰川上限海拔为4486 m, 末端处为3730 m。在离冰舌约300 m处设有1号冰川水文点, 另外设有观测融雪径流的空冰斗水文点, 在大西沟与罗布道沟汇合处设有总控制水文点。根据河源区大西沟气象资料(海拔3539 m), 多年平均气温为 -5.5°C , 冬季极端最低气温为 -30°C 左右, 发生在1—2月; 夏季极端最高气温为 $15\text{—}20^\circ\text{C}$, 发生在7—8月。年平均降水量为425 mm, 其中夏季(5—8月)占75%。降水多发生在下午4时以后, 降水形态冬季以雪为主, 夏季以雨夹雪为主, 常有冰雹出现, 平均相对湿度为65%。

根据冰川作用区气候变化特征, 四季可分为: 3—5月为春季, 该季节气温主要为负值, 降水较少, 冰川河流开始解冻, 高山积雪大都开始融化, 下午在河道中有小洪峰出现; 6—8月为夏季, 该季节气温最高, 不易出现负值, 降水也集中在这个季节, 冰川出现强烈消融; 9—11月为秋季, 这时气温逐渐转为负值, 冰川消融减弱; 12月至次年2月为冬季, 气温大都在 -15°C 以下, 很少降水, 冰川处于冻结状态。

在1号冰川区, 由于4月气温才开始回升, 且主要为负值, 所以消融仅限于冰舌部分的积雪及周围高山冬春季积雪, 河道流量甚微。从6月初开始, 冰川出现较大的融

^① 本文于1993年3月12日收到, 10月5日改回。

水,在冰面上,融水除以漫流形式外,还可见到不少冰河(沟)。随着盛夏的到来,冰川的消融界线上升到粒雪线附近,1号冰川约从上午10时开始涨水,洪峰多出现在下午2时左右,其间水位过程多呈锯齿形,晚间水位较低,但不会出现断流现象。冰川消融最强的阶段是7月中旬至8月20日之间,因该段时间为天山区气温最高的季节,另外降水大都为液态,相比5—6月由于积雪所造成的反射率影响要小得多。同时,该时段常有小暴雨出现,而暴雨对冰面疏松冰块产生冲击,加速了冰川消融。从8月下旬开始,由于气温逐渐下降,冰川消融明显减弱,9月底以后径流终止。

从表1可看出,6—8月总径流量约占年径流量的90%左右,其中7—8月总径流量占年径流量的80%左右。

为了更能说明强烈消融期气温、降水等因素对冰雪径流的影响,这里采用了近几年资料予以叙述:从表2可看出:1)当气温为正常情况而降水量少的干燥年份(如1985

表1 1号冰川水文点融水径流年内分配

Table 1 Annual cycles of meltwater at the hydrological observation point of the Glacier No.1

年 份	5 月		6 月		7 月		8 月		9 月		年径流量 (10^4m^3)
	(10^4m^3)	%	(10^4m^3)	%	(10^4m^3)	%	(10^4m^3)	%	(10^4m^3)	%	
1986	1.16	0.4	14.9	4.7	146.9	46.1	150.1	47.0	5.63	1.8	318.7
1987	0	0	18.9	13.8	70.2	51.1	42.6	31.1	5.47	4.0	137.2
1988	0.501	0.2	38.78	15.3	118.06	46.7	84.31	33.3	11.36	4.5	253.0
1989	4.88	2.8	15.65	8.9	79.44	45.2	58.81	33.5	16.95	9.6	175.7
1990	4.03	2.9	55.37	39.3	53.52	38.0	27.86	19.8	0	0	140.8
1991	5.35	2.6	22.64	10.9	113.62	54.6	57.55	27.7	8.97	4.2	208.1
1992	3.79	2.9	16.13	12.3	61.20	46.8	37.42	28.6	12.29	9.4	130.8

表2 1号冰川水文点气温、降水、径流量关系表

Table 2 The relationship between air temperature, precipitation, runoff at the hydrological observation point of the Glacier No.1

年 份	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991
7月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	4.7	6.5	5.4	5.8	4.2	3.3	4.6
8月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	4.8	5.1	5.3	4.2	4.8	3.4	2.6
年降水量(mm)	294	387	433	487	461	409	482
年径流量(10^4m^3)	214	319	137	253	176	141	208

年),其年径流量偏大;2)气温较高同时降水较多,也将有较大径流出现(如1988年);3)由于气温高低在时间上分布不均匀性对径流产生影响,因而月平均气温不能完全反映出径流量大小。例如,用1986年与1987年月平均气温进行比较,1986年气温高,径流量大,这很对应,但1987年在1985年至1991年之中的气温仍是较高的(第二位),可是径流量为最小。从图1可看出:1986年6月初开始,气温一直回升,同时在7月中

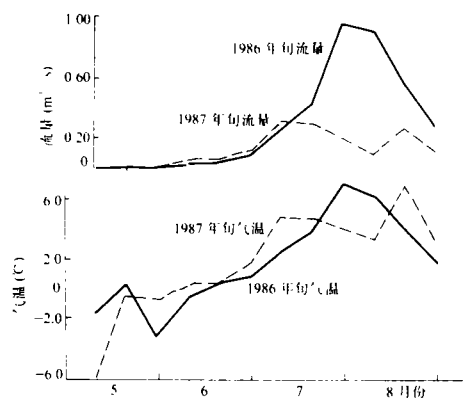


图 1 1 号冰川水文点气温、流量过程线

Fig. 1 The curve of air temperature and discharge at hydrological observation point of the Glacier No. 1

旬至 8 月中旬出现了最高气温, 因此在这段时间也出现了最大径流。而 1987 年较高气温出现在 7 月初, 最高气温出现在 8 月底, 并且 8 月初出现了低温, 这就使它不可能形成大的冰雪融水径流, 虽然 8 月底也出现过高温, 但由于前期气温低, 影响了后期径流量的增大。从这个例子可以说明, 影响冰川融水径流最关键的是 7 月中旬至 8 月中旬气温。

2 用冰川表面水量平衡原理推算冰川融水径流量

通过水文点观测可以得到 1 号冰川融水径流量, 但对于乌鲁木齐河出山口以上的冰川融水总径流, 笔者是根据 1 号冰川历年物质平衡值和大西沟降水资料推算出冰川消融深度与径流深度关系式, 然后用总控制水文点以上 7 条冰川, 按面积加权计算出一个“替代冰川”, 并以 1 号冰川消融量推算出“替代冰川”消融量及融水径流量, 最后根据“替代冰川”融水径流量, 按比例系数求得出山口以上冰川融水总径流。

根据 1 号冰川 1958 年至 1992 年物质平衡资料, 冰川平均每年减薄 135 mm 水层, 应该说, 在一条冰川上, 冰川的减薄厚度与海拔基本成反比, 但为了推求冰川融水径流, 必须先找出冰川平均减薄厚度所对应的海拔, 因为该高度的冰川减薄厚度基本代表了整个冰川平均减薄厚度, 同时该高度也接近冰川中值高度。

设 h 为对应的海拔(m); U_n 为冰川物质收支差额(mm); 相关系数为 0.840。那么其关系式为:

$$h = 4088 + 542U_n \quad (1)$$

由式(1)可以得到, 当冰川物质收支差额为 -135 mm 时, 它所对应的海拔为 4015 m。冰川的消融深度应该包括冰川冰消融和降水(积雪)消融, 前者可从历年物质平衡值得到, 而后者降水资料由于冰川上气候条件之故, 很难得到较为完整的观测值。杨大庆

表 3 1 号冰川海拔 4 015 m 降水量计算表

Table 3 Calculated table precipitation at 4 015 m on the surface of the Glacier No.1

年 份	头一年 9 月至 当年 4 月降 水观测值 (mm)	头一年 9 月至 当年 4 月修正 后降水量 (mm)	当年 5—8 月 降水观测值 (mm)	当年 5—8 月 修正后降水量 (mm)	修正后的大西 沟年降水量 (mm)	海拔 4 015 m 年降水量 (mm)
1958.9—1959.8	108.6	125.3	364.2	458.9	584.6	689.6
1959.9—1960.8	115.5	133.7	306.7	386.7	520.4	625.4
1960.9—1961.8	138.2	160.0	294.3	370.1	530.1	635.1
1961.9—1962.8	98.3	113.8	345.9	435.8	549.6	654.6
1962.9—1963.8	89.6	103.6	405.9	511.4	615.0	720.0
1963.9—1964.8	98.5	114.1	345.7	435.6	549.7	654.7
1964.9—1965.8	107.1	124.0	395.2	498.0	622.0	727.0
1965.9—1966.8	65.8	76.2	308.0	388.0	464.2	569.2
1966.9—1967.8	117.3	135.8	316.7	399.0	534.9	639.8
1967.9—1968.8	60.3	69.8	332.6	419.0	488.8	593.8
1968.9—1969.8	57.3	66.4	413.7	521.3	587.7	692.7
1969.9—1970.8	90.6	104.9	289.9	365.3	470.2	575.2
1970.9—1971.8	106.5	123.3	359.0	452.3	575.6	680.6
1971.9—1972.8	139.1	161.0	350.3	441.4	602.4	707.4
1972.9—1973.8	106.1	122.9	247.8	312.4	435.3	540.3
1973.9—1974.8	99.2	114.9	319.2	402.2	517.1	622.1
1974.9—1975.8	78.3	90.7	367.9	463.6	554.3	659.3
1975.9—1976.8	74.6	86.4	387.9	488.8	575.2	680.2
1976.9—1977.8	109.5	126.1	305.3	384.7	510.8	615.8
1977.9—1978.8	97.6	113.0	339.1	427.3	540.3	645.3
1978.9—1979.8	62.2	72.0	356.1	449.2	521.2	626.2
1979.9—1980.8	120.7	139.8	246.1	310.1	449.9	554.9
1980.9—1981.8	112.9	130.7	335.6	423.3	554.0	659.0
1981.9—1982.8	100.4	116.3	384.9	485.0	601.3	706.3
1982.9—1983.8	90.3	104.6	318.7	401.6	506.2	611.2
1983.9—1984.8	89.8	104.0	278.9	351.4	455.4	560.4
1984.9—1985.8	102.7	118.9	237.4	299.1	418.0	523.0
1985.9—1986.8	62.1	71.9	290.6	366.2	438.1	543.1
1986.9—1987.8	103.5	119.8	318.6	397.2	519.0	624.0
1987.9—1988.8	126.4	146.4	351.5	442.9	589.3	694.3
1988.9—1989.8	118.6	137.3	351.0	442.2	579.5	684.5
1989.9—1990.8	127.9	148.2	317.0	399.4	547.6	652.6
1990.9—1991.8	103.6	120.0	370.7	467.2	587.2	692.2
1991.9—1992.8	111.3	128.8	325.6	410.4	539.2	644.2
平 均					533.0	638.0

(1988)认为, 冰川区域由于观测值受风吹雪等诸因素影响而偏小, 要进行修正。为此我们将大西沟气象站 1—4 月和 9—12 月的观测值加 15.8% 进行修正, 5—8 月的观测值加 26.0% 进行修正, 这样便可得到修正后大西沟气象站降水量, 最后按梯度 22 mm/100m 推算到 1 号冰川海拔 4 015 m 的历年降水量(表 3), 可用下式表示:

$$X = X_n + 22 \left(\frac{h_1 - h_2}{100} \right) \quad (2)$$

式中: X 为海拔 4 015 m 的降水量(mm); X_n 为大西沟气象站修正后降水量(mm); h_1 为水量平衡方程, 可建下式:

海拔 4 015m; h_2 为大西沟气象站海拔 3 539m。由于 h_1 、 h_2 为已知数, 故式(2)可简写成:

$$X = X_n + 105$$

根据冰川水量平衡方程, 可建下式:

$$X = Y + Z \pm U \quad (3)$$

式中: X 为降水量(mm); Y 为冰川融水径流深度(mm); Z 为蒸发量(mm); U 为冰川储量变化(物质平衡值)(mm)。

由于冰川融水径流深度与蒸发量可以合并为冰川消融深度, 那么式(3)可以写成:

$$X = A_g \pm U \quad (4)$$

式中: A_g 为冰川消融深度(mm)。从式(4)可以看出, 只需根据冰川的收入降水量及冰川的物质平衡值, 便可推算消融深度(表 4)。

冰川消融深度为蒸发量及融水径流深度, 根据张寅生(1992)在 1 号冰川所测, 1 号冰川年平均蒸发量为 127 mm。按表 4 计算, 1 号冰川多年平均消融深度为 773 mm。如果扣除蒸发量, 冰川融水径流深度约在 600 mm 以上, 但是冰川产生径流以后有很大一部分在冰舌和冰舌以下乱石滩上渗漏, 因此冰川融水不可能全部从地表按径流形式进入河道。

1 号冰川水文断面控制面积 3.34 km², 其中非冰川区面积为 1.50 km², 在计算冰川融水径流时, 必须扣除非冰川区降水(积雪)径流, 非冰川区历年降水(积雪)径流, 这里采用了与 1 号冰川相邻的空冰斗水文点相对应年份融雪径流模数来计算的。通过非冰川区降水(积雪)径流的扣除, 得到了 1 号冰川融水径流量。为此, 可用 1 号冰川历年消融深度与融水径流深度建立相关公式(图 2):

$$Y = 0.7098 A_g - 106.94 \quad (5)$$

式中: Y 为冰川融水径流深度(mm); A_g 为冰川消融深度(mm); 相关系数为 0.806。由此可算出 1 号冰川多年平均进入河道的融水径流深度为 442 mm。

为了较准确地推算出山口以上冰川融水总径流量, 这里采用总控制水文点以上 1—7 号冰川的中值高度和面积(表 5), 进行面积加权法计算, 得到一个较为理想的“替代冰川”, 其“替代冰川”的面积和海拔更具有全流域冰川的典型。

设“替代冰川”的面积为 S ; 中值高度为 H ; 1—7 号冰川面积分别为 $S_1, S_2 \dots$

表 4 1 号冰川历年平均消融深度计算表

Table 4 Calculated ablation depth of the Glacier No.1 during the period 1958—1992

年 份	降水量 (mm)	物质平衡值 (mm)	平均消融深度 (mm)
1958.9—1959.8	690	87	603
1959.9—1960.8	625	-188	813
1960.9—1961.8	635	-33	668
1961.9—1962.8	655	-167	822
1962.9—1963.8	720	234	486
1963.9—1964.8	655	2	653
1964.9—1965.8	727	374	353
1965.9—1966.8	569	-374	943
1966.9—1967.8	640	-70	710
1967.9—1968.8	594	-456	1 050
1968.9—1969.8	693	148	545
1969.9—1970.8	575	-313	888
1970.9—1971.8	681	102	579
1971.9—1972.8	707	262	445
1972.9—1973.8	540	-708	1 248
1973.9—1974.8	622	-125	747
1974.9—1975.8	659	288	371
1975.9—1976.8	680	29	651
1976.9—1977.8	616	180	436
1977.9—1978.8	645	-110	755
1978.9—1979.8	626	-84	710
1979.9—1980.8	555	-335	890
1980.9—1981.8	659	-652	1 311
1981.9—1982.8	706	-45	751
1982.9—1983.8	611	100	511
1983.9—1984.8	560	-83	643
1984.9—1985.8	525	-612	1 135
1985.9—1986.8	543	-669	1 212
1986.9—1987.8	624	-176	800
1987.9—1988.8	694	-664	1 358
1988.9—1989.8	685	106	579
1989.9—1990.8	653	52	601
1990.9—1991.8	692	-720	1 412
1991.9—1992.8	644	23	621
平 均	638	-135	773

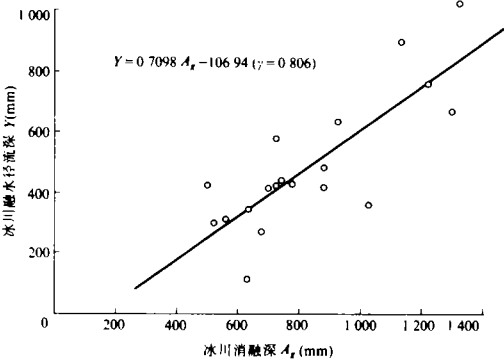


图 2 1 号冰川消融深与冰川融水径流深相关图

Fig. 2 The relationship between glacial melt-depth and mettwater runoff-depth of the Glacier No. 1

表 5 乌鲁木齐河源 1—7 号冰川要素表

Table 5 The factors of the Glacier No.1 to 7 in source in Urumqi River

冰川编号	1	2	3	4	5	6	7
面 积 (km ²)	1.84	0.97	0.64	0.93	0.15	0.42	0.65
中值高度 (m)	4 040	3 940	3 900	3 990	3 975	4 140	3 960

S_7 ; 1—7 号冰川中值高度分别为 H_1 、 H_2 …… H_7 。

权重 $P = \frac{S_i}{5.6}$ (S_i 分别为各条冰川面积; 5.6 为 1—7 号冰川总面积)。

按加权方法如下式:

$$S = \sum_{i=1}^7 P_i \cdot S_i \tag{6}$$

$$H = \sum_{i=1}^7 P_i \cdot H_i \tag{7}$$

由上式加权计算得到“替代冰川”的面积为 1.11 km², 中值高度为 3 995 m。

可以看出,“替代冰川”的中值高度比 1 号冰川的中值高度低 45 m(1 号冰川 4 040 m), 因此可以认为,“替代冰川”的多年平均物质平衡值所对应的高度, 相应要比 1 号冰川多年平均物质平衡值所对应的高度要低 45 m, 即为 3 970 m(1 号冰川 4 015 m)。根据式(1)物质收支差额与海拔的关系, 在 3 970 m 处冰川物质收支差额为-218 mm 水层(多年平均值)。又根据大西沟气象站修正后多年平均降水量推算, 在 3 970 m 处降水量为 628 mm, 所以“替代冰川”的消融深度为 846 mm, 消融量为 $93.9 \times 10^4 \text{ m}^3$, 根据式(5)得出径流深度 494 mm, 径流量应为 $54.8 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

在出山口以上共有冰川 37.95 km²。总消融量按比例系数法计算:

$$q = \frac{F}{S} \cdot q_i \tag{8}$$

式中: q 为出山口以上冰川消融总量; q_i 为“替代冰川”消融量; F 为出山口以上冰川总面积; S 为“替代冰川”面积。由比例系数法计算得到, 在出山口英雄桥以上冰川总消融量为 $3.21 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。用“替代冰川”的径流深度作为出山口以上冰川融水径流深度, 可算出出山口以上冰川融水径流总量 $1.87 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。由于英雄桥水文断面多年平均径流总量为 $2.34 \times 10^8 \text{ m}^3$, 所以, 在出山口处冰川径流量占总径流量的 8%。以上采用 1 号冰川的消融推算到总控制水文点以上 7 条冰川的“替代冰川”融水径流, 那么, “替代冰川”的融水径流是否符合实际测量数据, 这里用总控制水文点实测径流量来验证。总控制水文断面径流主要来源于裸露山坡降水(积雪)和冰川融水。在断面以上主要为冰川区域, 其平均海拔为 3 995 m, 通过修正后的多年平均降水量为 633 mm。根据 1982 年以后空冰斗实测积雪径流量和修正后的降水计算, 裸露山坡径流系数为 0.65, 因此总控制水文点以上降水径流深度为 411 mm, 该断面以上非冰川区面积为 23.3 km^2 , 那么非冰川区降水径流量应为 $9.58 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。

根据 1983—1992 年实测资料, 总控制水文断面多年平均径流量为 $1.238 \times 10^7 \text{ m}^3$, 如扣除 $9.58 \times 10^6 \text{ m}^3$ 的非冰川区降水径流, 那么冰川融水径流量应为 $2.80 \times 10^6 \text{ m}^3$, 冰川融水径流深度为 500 mm, 而上面采用“替代冰川”计算的径流深度为 494 mm。

通过验证, “替代冰川”径流深与实测资料计算的径流深很接近, 说明“替代冰川”的融水径流符合实际数据。

根据杨针娘(1981)用气温与冰川消融深关系式计算: 1960—1966 年 1 号冰川平均消融深度为 707 mm, 而上面采用冰川表面水量平衡原理计算 1960—1966 年 1 号冰川平均消融深度为 654 mm(1 号冰川在花杆实测消融深为 649 mm), 这两种方法相差 8.1%。按照杨针娘(1981)用径流模数法计算, 乌鲁木齐河出山口冰川融水补给比例为 10.3%, 而笔者采用“替代冰川”径流推算得到是 8.0%, 两种方法补给比例也很接近。

综上所述, 可以得出以下结论:

(1) 1 号冰川最强烈消融期为 7 月中旬至 8 月中旬, 这段时期的气温高低对冰川融水年总径流大小起主要作用。

(2) 1 号冰川从 1958—1992 年的 34 年中, 平均每年减薄 135 mm 水层, 其多年平均径流深为 442 mm。

(3) 乌鲁木齐河出山口以上冰川融水径流量为 $1.87 \times 10^7 \text{ m}^3$, 占出山口总径流量的 8.0%。

参 考 文 献

- 杨大庆, 1988. 乌鲁木齐河上游不同雨量计观测降水对比实验结果的初步分析. 冰川冻土, 10(4): 384—398
杨针娘, 1981. 中国现代冰川作用区径流的基本特性. 中国科学, (4): 468—475
张寅生, 1992. 乌鲁木齐河流域高寒区蒸发量观测试验研究. 见: 乌鲁木齐地区水资源若干问题研究(III)论文集. 北京: 科学出版社, 79—88

Climatic Characteristic and Glacial Runoff in the Source of Urumqi River

Yang Xinyuan and Han Tianding

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

The glacial runoff in the source of Urumqi river is estimated based on observation data of specific glacial mass balance; glacial runoff, and precipitation. The main results of this analysis are: 1) The key ablation period of glaciers in this region occurred from mid July to mid August. Temperature in the period appears to be a major control of glacial runoff. 2) Mean annual melt runoff depth of Glacier No.1 is 442 mm / a during the 34 year period between 1958—1992. It is equivalent to 135 mm / a of the glacier thinning. 3) Glacial melt water outflow near the outlet of mountain river was calculated by using "glacial substitution method". New estimate, $1.87 \times 10^7 \text{m}^3$ accounts for 8% of the outflow totals at Hero Bridge streamflow station.

Key words: key ablation period, glacier melt runoff, outflow