

天山乌鲁木齐河源1号冰川区的 径流特征

李念杰*

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

天山乌鲁木齐河源的冰川水文研究始于1959年,至今有12年的观测资料。观测的内容主要有:1号冰川的融水径流,气压,气温,湿度,冰雪面蒸发和冰面融水径流;3号、1—4号、6号冰川融水径流;无冰川覆盖的流域——空冰斗的融雪、降水径流。本文在以上资料的基础上经过整理,相关插补后,就1号冰川径流的基本特征作一论述。

一、流域自然地理概况

1号冰川区位于我国天山中部喀拉乌成山脉主脉北坡的乌鲁木齐河源头。融水注入大西沟后汇入主流,观测点以上的河长3公里,流域面积3.34平方公里,其中冰川面积1.95平方公里¹⁾;流域轴长2.25公里,分水线长度7.65公里。以此计算的等面积圆半径 $r=1.031$ 公里,流域延长系数 $K_c=1.172$,流域平均宽度 $B=1.484$ 公里,流域完整系数 $K_\pi=0.66$ 。

流域平均海拔高度4063米,最高4476米,最低是水文观测点3693米。流域平均坡度42.83%。流域内冰川平均海拔4037米,冰舌末端3728米。

流域内多年平均降水量429.8毫米,冰川面积上的多年平均降水量427.9毫米,非冰川面积上的多年平均降水量432.2毫米,雪线附近的多年平均降水量430.3毫米。多年平均气温 -9.1°C ,天山气象站(海拔3588米)多年平均气温 -5.3°C ,向冰川方向气温递减率为 $0.71^{\circ}\text{C}/\text{百米}$ 。冰川区的降水绝大部分为固态形式,只在7、8月份个别时段有降雨。降水的年内分配极不均匀,夏季6—8月占全年降水的66.5%,冬季只占1.7%,春3—5月、秋9—11月各占18.3%和13.5%。

二、径流与气候因子的关系及其特征值

1号冰川水道径流是以冰雪融水补给为主的,径流量的多寡受气温和降水的制约。连续晴天,气温逐渐升高,消融强度加强,零度等温线逐渐向粒雪盆推进,消融面积逐渐扩大,融水量相应增大。

* 参加工作的还有李跃进、孙启德、朱守森。

1) 此为1962年王文颖等测绘的地形图上量得;1982年孙作哲等测绘的地形图上量算时为1.84平方公里

冰雪带的降水全年以固态形式为主,地表径流有待晴天升温后方能实现。降水过程的云雾减弱了太阳直接给予冰雪融化的热量,同时随着降水而气温降低,使融水量减少。特别是消融期的前期(5月份),降水过程可使消融停止,此时天山气象站多年平均气温只有 -0.5°C ,雪线附近低至 -4.3°C ,整个冰川只产生积累,虽然在个别正温时段有微量消融,但也很快重新冻结。

1号冰川的消融主要在5—9月份进行,可划分为不稳定期、稳定盛期和稳定衰退期。

每年消融开始前,除陡崖面之外整个流域还是冰雪世界。5至6月上旬,河流主要有雪的消融补给,此时晴天正温有流水,阴雪天负温无流水,而重新被雪覆盖,处于冻结—消融的相互交替之中。这一阶段的消融主要发生在冰舌前端及其以下的非冰川积雪区域,而积雪深度则各年不同,这就造成不同年份供水的差别。同一年内供水面积随着冻结、消融的相互交替而在不断地变化。因此这一阶段的水情相当复杂,所以称之为不稳定期。

进入6月中旬,冰舌以下日平均气温出现稳定的正值,随后逐渐增高,直到8月底。此时气温虽有变化,但只是在正温的范围内变动。降水量较大,河道中不但经常有流水,而且径流量高度集中,占年径流量的93.63%。另外,冰雪覆盖面积也比较固定。这一阶段我们称之为稳定盛期。

进入9月份,大气降水减少,冰川冰裸露,气温逐渐下降,河中流水逐渐减少至到断流,这一阶段称稳定衰退期。

由于以上三个不同时期的存在,就决定了各期的径流量与气候因子的关系的不同,有的单一,有的复杂。

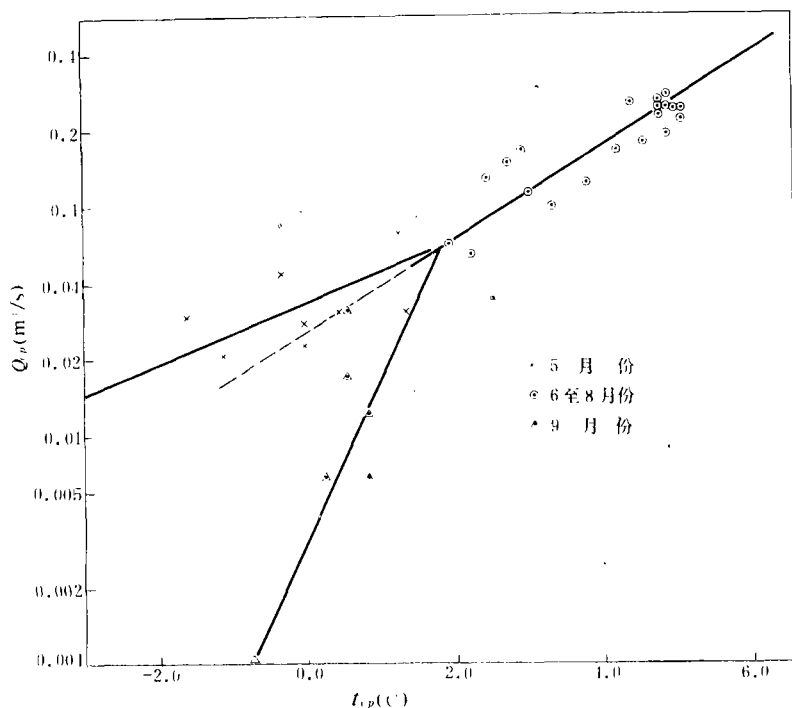


图1 天山乌鲁木齐河源1号冰川水文站月平均流量 Q_p 与乌鲁木齐市气象站600毫巴月平均气温 t_p 相关图

Fig. 1. Mean monthly discharge Q_p at the Glacial-hydrological Station in front of Glacier No. 1, Tian Shan vs. mean monthly temperature t_p at 600mb observed by the Urumqi Meteorological Station

图 1 为 1 号冰川水文站月平均流量与乌鲁木齐市气象站 600 毫巴月平均气温相关图。从图中可以看出 5 月份和 9 月份各自为一个系统, 而 6—8 月份为另一个系统, 同时 5 月份呈点群星布, 规律性很差。要使插补延长的资料尽可能接近实际, 必须找到与之关系密切的因子为因变量。为此, 将 1 号冰川水文站的月平均流量, 与乌鲁木齐河的英雄桥水文站月平均流量, 乌鲁木齐市气象站 700 毫巴、600 毫巴和 500 毫巴的气温, 以及天山气象站的地面气温, 分别做了相关分析。6—8 月采用了与天山气象站的相关, 其相关系数 $r=0.93$, 机误 $4Er=0.06 \ll r$, 关系非常密切, 回归方程式: $Q=0.017e^{0.54t}$ 。9 月份采用了与乌鲁木齐市 600 毫巴气温相关, 相关系数 $r=0.99$, 回归方程式: $Q=3.625e^{1.35t}$ 。5 月份, 利用气温相关均未得到满意结果, 这是因为 5 月份的融水量主要受降水过程的影响, 降水量大径流量反而小, 这样该站的月平均流量 Q 与 10—5 月份的降水总量 x 相关也得到了比较满意的结果, 相关系数 $r=0.93$, 回归方程式: $Q=0.08-x0.059\%$ 。

经相关插补取得了天山 1 号冰川水文站 1959—1983 共 25 年的径流系列, 以此计算出多年平均的各种径流特征值和多年平均的年内分配 (表 1)。

表 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文站多年平均流量月年统计表

Table 1. Annual discharge at the Glacial-hydrological Station in front of the Glacier No. 1, Tianshan

月 份		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
流量 (m³/s)		0	0	0	0	0.024	0.093	0.230	0.191	0.011	0	0	0
年 统 计	年 总 数	0.549		年 平 均		0.110		M (kl/s·km²)			32.88		
	Y (mm)	434.6		W(10⁶m³)		1.452		注：年统计按5个月计算。					
年 内 分 配 (%)		0	0	0	0	4.37	16.94	41.90	34.79	2.00	0	0	0
季 节 分 配 (%)		0		4.37			93.63			2.00			0
季 节		冬		春			夏			秋			冬

从表 1 中看, 1 号冰川区的多年平均径流深为 434.6 毫米, 用对比观测扣除法折算在 1.84 平方公里冰川面积上, $Y=506$ 毫米。与天山南坡的 $Y=895.6$ 毫米, 天山北坡其他冰川上的 $Y=709.6$ 毫米, 哈密地区冰川上的 $Y=678$ 毫米相比, 是较小的。这主要是由于 1 号冰川冰舌末端海拔较高所致。

三、径 流 组 成

1 号冰川区的径流基本上由两大部分组成: 一部分是冰川作用区内裸露山坡上大气降水所形成的径流, 另一部分是冰川本身产生的径流, 其中包括冰川冰的消融和降水在冰川表面所形成的径流, 至于地下水不过是以上两部分径流的转化而已。就是这两部分也很难分割。本文给出的一些定量分析, 是在对比观测的基础上用水量平衡法大体给以划分的。

1 号冰川分东、西两支。裸露山坡一部分夹在两支冰川中间, 另一部分在冰川外侧

和冰舌末端以下。裸露山坡上的降水除去蒸发外,部分以吹雪、雪崩的形式直接补给冰川,部分汇入河道。由于难以从量上划分它们,因此,除去陆面蒸发外,均作为裸露山坡上的降水径流而最终补给河道。

裸露山坡上的陆面蒸发值,以往是按迈尔的非植被蒸发曲线,用天山站的气候参数查算的,得出年蒸发量为134毫米。为了使陆面蒸发值接近于实际,1981年我们在1号冰川北侧空冰斗设立水文断面,5月1日开始观测,得到年降水量484.7毫米,径流深346.1毫米。观测断面前截水墙设在永久冻土层上,控制情况良好。在忽略地下水损失的情况下,流域内陆面年平均蒸发量为138.6毫米,以此算出1号冰川作用区裸露山坡的径流系数为0.68,与1965年采用的0.69和В. Л. 舒里茨(Шульц)在计算中亚无冰盖裸露岩坡的径流时采用径流系数为0.70均十分接近^[1]。冰雪面上的蒸发采用1962年7月谢维荣等在1号冰川上观测推算的蒸发值,年蒸发量为60毫米。

在给出以上的降水、蒸发和径流量的基础上,用水量平衡计算出各部分的径流量。冰川面上的降水径流量,只计算消融区面上的降水径流量,其值为46.8万立方米,占总量的32.24%;非冰川面积上的降水径流量为43.7万立方米,占总量的30.13%;纯冰消融径流量为54.6万立方米,占总量的37.63%(包括积累区的降水、吹雪、雪崩和冰川运动输送给消融区的冰量,其中只有降水可以计算,其值为21.3万立方米),这样冰雪融水径流可占总量的69.87%。

四、冰雪融水径流的变化

1号冰川冰雪融水径流日变化过程,一般在8时左右开始产流,峰值出现在13—14时,断流在22—23时。

径流的年内分配取决于气温和降水的年内变化。1号冰川区气温的年内变化,6—9月份月均值为正温,7月份多年平均为4.8℃,10—5月份月均值为负温,元月份多年平均-15.7℃。降水的年内变化是冬季少雨雪,只占年总量的1.7%,4、5月份略有增加,到6—8月份降水量最多,占总量的66.5%。融水径流也随上述气温、降水的变化而变化,除10—4月份不产流之外,其他各月均有径流产生,且高度集中于6—8月份,占全年总量的93.63%,其中最盛的7月份占总量的41.9%。

径流的多年变化,主要决定径流补给的特征,如前所述,1号冰川融水径流受气温和降水制约。气温越高,冰面产流愈多;而降水大都伴随有气温的降低,因此一般起相反的作用,1959—1962年径流与气温、降水相关,其相关系数 $r=0.91\pm0.04$,相关方程

$$\text{式: } Q = 0.4 \frac{t^{0.458}}{x^{0.23}} \quad (2)$$

1号冰川区冰面上纯冰消融占37.63%,气温起着决定的作用。在一般情况下冰川上气温零度线的升降引起消融量的增减是相当可观的。在1号冰川上年度间气温平均值最高和最低相差1.5℃,可使冰川消融面积相差0.95平方公里,占消融区面积的76%,引起径流量的增减达52万立方米,占冰川供水量的50%以上。气温的变率虽然只有0.83—1.11,但引起径流量的变率达0.55—1.47,最大值约是最小值的3倍。

1 号冰川的径流变差系数 $C_v = 0.23$, 比其下游红五月桥 (0.144)、英雄桥 (0.140)、乌拉泊 (0.180) 都大。这主要是由于下游各站冰川融水所引起的剧烈变化被降水调节了。值得指出的, 在 1 号冰川水文站扣除非冰川面积后, 反映冰川面积上径流年际变化的变差系数 C_v 值高达 0.35, 这在我国西北设立的水文站中是几个最高值中的一个。

五、冰川产流区的径流特征

这里着重讨论冰川消融区的径流特征。消融区与积累区交界的某一高度上有一条虽消融但不产生径流的线 (带), 称为“临界产流线”, 此线以上的区域称径流零值区, 以下的区域称产流区。

临界产流线在冰川上的存在是客观事实, 它和雪线、零平衡线一样是一条变化的线。在这里如何确定此线? 1 号冰川多年平均雪线在 4075 米, 大气零度层高度是 4100 米。从消融垂直分布曲线和实际观测资料来看, 海拔 4100 米消融趋近于零 (年消融量 7 毫米)^[3], 在这个高度以上虽然有微量消融, 但耗于蒸发和渗入雪层中而重新冻结, 因此这个高度可以确定为 1 号冰川的临界产流线, 相应产流区的冰川面积为 1.29 平方公里。

产流区径流特征值的计算, 目前还没有较精确的方法。笔者用水量平衡, 对比观测扣除和相关线外延三种方法, 对产流区径流特征值的计算进行尝试。

1. 水量平衡法: 计算结果见表 2。

2. 对比观测扣除法: 在乌鲁木齐河源的冰川区, 1981 年在 1 号冰川水文断面进行径流观测的同时, 还利用空冰斗观测断面的观测资料对 1 号冰川的径流进行扣除计算, 得出了产流区的径流特征值 (表 2)。

表 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川产流区的径流特征值

Table 2. Discharge characteristic value at the "runoff occurrence area" of Glacier No. 1, Tianshan

计 算 方 法	流 量 Q_0 (m^3/s)	径 流 量 W_0 (10^6m^3)	径 流 模 数 M_0 ($\text{kl}/\text{s} \cdot \text{km}^2$)	径 流 深 Y_0 (mm)	备 注
水 量 平 衡	0.077	1.014	59.48	786.2	
对比观测扣除	0.071	0.936	54.89	725.6	做为本文给出的径流特征值
相关线外延	0.071	0.935	54.82	724.7	

注: 表中 M_0 按消融期 153 天计算。

3. 相关线外延法: 就目前已有的资料表明, 在我国西北冰川融水补给的河流, 径流模数一般从下游向上游有增大的趋势, 至冰川冰舌达到最大, 然后又逐渐减小, 到临界产流线为零。通过对天山乌鲁木齐河及祁连山昌马河的上、下游站径流模数与冰川面积系数的相关分析, 发现其关系相当密切, 相关图象呈一抛物线, 在双对数纸上呈一直线¹⁾。其中出山口外的站, 因径流散失严重, 资料未被采用。

1) 李念杰, 冰川融水对河川径流的补给意义, 中国水利学会甘肃省分会《河西水利资源利用学术报告汇编》, 1979.10.

既然径流模数与冰川面积系数关系密切,那么我们假定把冰川作为一个独立的径流实验场,周围与无冰盖区分开,其面积系数为1。虽然在实践上难以做到,但是利用自变量、因变量之间的相关分析计算或用图解的方法,在径流特征值的数理关系中把它抽象出来是可以做到的。按此分析的径流模数依冰川面积系数的空间分布规律,把关系线外延,或用公式计算,当冰川面积系数为100%时的径流模数值即为冰川面积上的数值。相关线外延得出的1号冰川产流区的径流特征值列于表2中。

从表2看出,三种方法求算的径流特征值均很接近,对比观测扣除法与相关线外延法得出的数值相差只有1%。因此可以说,本文给出的用“对比观测扣除法”分析计算的产流区的径流特征值是可信的。

从表2中数据推断,冰川研究中,在没有取得冰川区的径流资料之前,如果冰川区的下游有3个以上长期水文站的资料时,用相关线外延法求取冰川上的径流特征值,也是可行的方法之一。

六、结 论

1号冰川水道径流量是以冰雪融水补给为主的,它占径流总量的70%左右,非冰川面积上的降水径流只占30%左右。

1号冰川水道径流量的年内变化受气温和降水年内变化的制约。10—4月份无径流产生;五月份径流量也很少,只占4.37%;6—8月份河道径流量高度集中,占全年径流总量的93.63%。

1号冰川区的径流变差系数0.23,多年平均径流总量是145.2万立方米,相应的径流模数是32.88公升/秒·平方公里,径流深为434.6毫米。

冰川面积上“产流区”的径流变差系数为0.35,多年平均径流总量是93.6万立方米,相应的径流模数是54.89公升/秒·平方公里(按153天计),径流深为725.6毫米。

积累区的径流特征比较简单,它的固态水除掉蒸发损耗外,绝大部分以吹雪、雪崩和冰川运动向消融区输送。仅冰川运动一项每年可给消融区提供约30万立方米的固体水资源。

由于1号冰川消融前期处在冻结、消融的循环之中,径流量的大小与固体降水量有密切关系;消融盛期,径流量受气温和液态降水的制约;消融后期,气温的高低控制着径流量的大小。所以,在进行插补、延长资料的时候,应针对不同的时期做具体的分析,找到与之关系密切的因子进行相关。

在探讨1号冰川“产流区”的径流特征的计算方法上有“水量平衡”、“对比观测扣除”、“相关线外延”三种,第一与第二互差8.4%,第二与第三互差1%,因此可以确定“对比观测扣除”的结果是可信的。另外,“相关线外延”虽然粗糙,且外延较多(最少40%的外延),但从成果的相互比较的精度上看(与“对比观测扣除”只差1%,昌马河老虎沟冰川用此法与水量平衡只差近2%),也是可行的一种方法。特别是在冰川考察研究中,在没有条件取得冰川区的资料时,利用冰川下游河道上三个以上长期水文站的资料推求冰川区的径流特征值是一种简便易行的方法。

参 考 文 献

- 〔1〕 王文浚, 冰川消融及其对乌鲁木齐河的补给作用, 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 科学出版社, 1965。
- 〔2〕 王文浚、陈琴德, 乌鲁木齐河水文特征的分析, 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 科学出版社, 1965。
- 〔3〕 谢自楚、葛光文, 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的积累、消融及物质平衡, 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 科学出版社, 1965。

(本文于1984年10月20日收到)

www.cnki.net

Characteristics of Runoff in the Glacier No. 1 Region at Headwater of Urumqi River, Tianshan

Li Nianjie

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

About 70% of the discharge at the hydrological station in front of the Glacier No. 1, Tianshan is fed by ice-snow meltwater, of which the annual distribution mainly depends on temperature fluctuation. There is no discharge during October to April, because of the subzero temperature, while the discharge during the period from June to August with a positive temperature is about 94% of the total amount.

The discharge characteristics above the "critical line for discharge occurrence" is rather simple; part of the solid precipitation expenses through evaporation, other are transmitted to the "discharge occurrence area" through snow drift, avalanche, and glacial ice motion, in which only the amount of ice motion can be as many as 300,000 m³/year.

The magnitude of discharge is closely related to precipitation at the beginning of ablation period, during the stage of strong ablation, it is dependent on both air temperature and liquid precipitation; and at the end of ablation period, it depends mainly on the magnitude of positive temperature. Therefore, factors for regression analysis should be selected, based on their effects on the runoff in different stage, in order to do a reasonable extrapolation.

Table 2 in the text shows that the results of "comparative observation with deduction convincing." Besides, the "extrapolation from relation curve" method is available because of its accuracy, although it is rough and simple and extrapolation part can be as large as 40%. Especially, during the glacial investigation when it is impossible to carry out a detailed glacial-hydrological observation, this method could be used and the hydrological data of the same river could be used to estimate the characteristic value of runoff in the glacial area. It might be a simple and practical method.