

冰川作用流域能水平衡的径流模拟计算

康 尔 泗

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

提 要 高山冰川作用流域径流是能水平衡和冰川调节的产物, 它由冰川融化、积雪融化和一些有效液态降水组成。冰川作用流域的汇流过程在时间上可划分为弱消融期和强消融期, 空间上可划分为冰川覆盖区和非冰川覆盖区, 二者的区别主要在于冰内冰下水系和多年冻土活动层的发育程度。本文以天山乌鲁木齐河源冰川作用流域为例, 对上述过程以常规气象站的观测要素为输入进行了模拟计算。

关键词 冰川作用流域 能水平衡 径流模拟计算

1 前言

我国西部高寒区下垫面的组成有冰川、冻土和积雪。为研究高山冰川作用区和大气间的能水交换过程, 由中国科学院兰州冰川冻土研究所天山冰川观测试验站主持, 于 1986—1987 年冰川消融季节在天山乌鲁木齐河源冰川作用流域开展了能量和水量平衡观测试验研究^[1]。在此基础上, 作者建立了冰川作用流域能量、水量和物质平衡的冰川消融和水文流量模型^[2]。该模型将高山冰川作用流域视为一开放系统。大气对该系统的能水输入经能水平衡响应过程而产生对流域的净水输入, 而流域对净水输入的响应在冰川覆盖区为冰面和冰内冰下的汇流过程, 在非冰川覆盖区则为地面和多年冻土活动层的汇流过程。模型的初始输入为常规气象站的观测要素。本文应用该模型对天山乌鲁木齐河源区冰川作用流域径流的产生和汇流过程进行模拟计算和讨论。

乌鲁木齐河源区冰川作用流域位于 43°06'N, 86°50'E, 面积 28.9 km², 其中 7 条冰川覆盖 5.74 km²。流域海拔范围为 3 408—4 479 m, 其中海拔 3 539 m 有一常规气象站 (大西沟气象站), 海拔 3 408 m 设有流域总控制水文站, 径流产生时期为 5 至 9 月^①。流域中冰川作用海拔为 3 700 m 以上, 以此为界将流域划分为上、下两个海拔带。上带面积 19.16 km², 以冰川平衡线附近位置来计算能水输入; 下带面积 9.74 km², 以其中心位置来计算能水输入。

2 模型结构

2.1 基本方程

高山冰川作用流域径流是能水平衡和冰川调节的产物。将地下水贮存、表面以下传导热

① 杨新元: 天山冰川观测试验站年报 5。

来稿日期: 1993 09; 收到修改稿日期: 1995 04。

和液态降水传导热予以忽略, 其基本方程可表示为^[2]

$$R = \frac{\tau}{L_M}(H_{NR} + H_S) - \frac{L_E}{L_M}E + P_L \quad (2-1)$$

式中, R 为径流量 (mm), τ 为计算时段, L_M 为冰雪融化潜热, H_{NR} 为净辐射 (W/m^2), H_S 为感热通量 (W/m^2), L_E 为蒸发潜热, E 为蒸发量 (mm), P_L 为液态降水 (mm)。此式表示, 高山冰川作用流域径流产生于冰雪融化和有效液态降水, 这样产生的径流本文定义为对流域的净水输入^[2]。

2.2 能通量计算

基于参数化能量平衡模型的通量表达式^[2], (2-1) 式中的日能通量对于消融冰雪面可用下列方程计算:

$$H_{NR} = R_{scd}(0.23 + 0.54 \frac{HD}{HD_c})(1 - \alpha) + 0.67(1 + 0.42C)\sigma T_a^4 - 0.97\sigma T_s^4 \quad (2-2)$$

$$\alpha = 0.82 - 0.03T_m - 1.74 \times 10^{-3}T_m^2 - 1.14 \times 10^{-4}T_m^3 \quad (\text{雪面})$$

$$\alpha = 0.27 - 0.01T_m \quad (\text{冰面})$$

$$H_S = 0.97U_m T_m \quad (2-3)$$

$$-L_E E = -2.73U_m(6.11 - P_{me}) \quad (2-4)$$

式中, R_{scd} 为不同日期、纬度、坡度和坡向的大气上界太阳辐射 (W/m^2), HD_c 为天文日照时数, α 反射率, σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数, T_a 和 T_s 分别为大气和表面温度 (K), HD 、 C 、 T_m 、 U_m 和 P_{me} 分别为大西沟气象站观测日照时数、日均低云量 (0.0—1.0)、气温 ($^{\circ}\text{C}$)、风速 (m/s) 和水汽压 (mb)。能通量表达式 (2-2) — (2-4) 中的通量符号指向表面定义为正, 指向大气定义为负, 和方程 (2-1) 中的符号定义一致。上述能通量的计算位置为冰川消融区接近平衡线附近 (海拔 3 910m), 并以此来推算整个冰川作用流域消融冰雪面的能通量。

2.3 固态降水比率的计算

在 (2-1) 式的计算中, 需确定表面性质是冰面还是雪面, 还需知道液态降水量。为此, 需分离出日降水量中的固态部分。根据观测, 降水过程中当气温大于 5.5°C 时, 降水为液态, 当气温小于 2.8°C 时为固态, 介于二者之间为固液混合态。根据此临界气温以及日最高、最低和平均气温, 即可分离出日降水量中的固液态比率^[2]。以固态降水量近似代表表面积雪量, 冰雪面消融量和径流量即可由 (2-1) 式计算。

流域中海拔 Z 处第 n 日降水量 $P_d(n, Z)$ 由下式来推求:

$$P_d(n, Z) = P_{md}(n) + PG(n, M)\Delta Z \quad (2-5)$$

$$P_{md}(n) = P_m(n)CF_m(M)$$

式中, $P_m(n)$ 和 $P_{md}(n)$ 分别为气象站观测日降水量和经观测系统误差改正后的日降水量, $CF_m(M)$ 为某日 n 所在月份 M 的系统误差改正系数^[3], $PG(n, M)$ 为某日 n 按其在月份 M 的平均降水海拔递增比率计算的日降水海拔梯度, ΔZ 为海拔差。在天山气候条件下, 10至4月降水海拔梯度可予以忽略^[3]。乌鲁木齐河源区5至9月按大西沟气象站日观测降水量计算的海拔梯度 (1983—1989年平均) 为:

$$PG(n, 5) = 8.3\% P_{md}(n)/100\text{m}$$

$$PG(n, 6) = 5.5\% P_{md}(n)/100\text{m}$$

$$PG(n, 7) = 0.0\% P_{md}(n)/100\text{m}$$

$$PG(n,8)=7.2\%P_{md}(n)/100\text{m}$$
$$PG(n,9)=0.0\%P_{md}(n)/100\text{m}$$

2.4 非冰雪覆盖地面蒸发量计算

对于冰川作用流域中的非冰川覆盖地面，由于表面以下传导热仅占热量收支中的2.5%^[1]，因此，当地面有积雪时，(2-1)式也可近似应用。当地面无积雪时，(2-1)式应以水量平衡方程来表示，这时需要计算地面蒸发量来推求有效液态降水。根据计算，10至4月乌鲁木齐河源区地面蒸发可予以忽略^[4]。根据高山草甸蒸发观测计算^[4]和流域水量平衡计算，得出5至9月乌鲁木齐河源区非冰川覆盖地面月蒸发量（表1）。从表1可求得非冰川区月蒸发量对高山草甸月蒸发量的比率。高山草甸日蒸发量可以气象站的日均风速和饱和差来计算^[2]。于是可估算出非冰川覆盖地面的日蒸发量。

表1 乌鲁木齐河源区非冰川覆盖地面月平均蒸发量（1959—1986年）
Tab. 1 Monthly mean evaporation of the non-glacierized area at the source area of the Urumqi River (1959—1986)

区域	海拔 (m)	蒸发量 (mm/d)				
		5月	6月	7月	8月	9月
高山草甸	3539	0.7	2.2	3.0	2.3	0.7
上海拔带	3700—4480	0.4	1.4	1.9	1.5	0.4
下海拔带	3400—3700	0.5	1.5	2.0	1.5	0.5

2.5 水箱汇流模型的应用

冰川作用流域汇流过程以水箱模型^[5]来模拟。模型输入为基于(2-1)式计算的日产流量（净水输入）。汇流模型由上层水箱 T_1 和下层水箱 T_2 组成， T_1 模拟冰川表面和非冰川地面汇流过程， T_2 模拟冰内冰下和多年冻土活动层汇流过程(图1)。图1中， S_1 和 S_2 为水贮存量， h_1 和 h_2 为侧出流孔高， β 为下渗系数， α_1 、 α_2 和 α_3 为侧孔出流系数， Q_1 、 Q_2 和 Q_3 为侧孔流量，流域出口处流量为侧孔流量之和。在天山气候条件下，消融季节可划分为弱消融期和强消融期^[6]，前者一般在5、6和9月，后者一般在7、8月。上述模型参数分别按弱消融期和强消融期进行校准。

3 径流模拟计算

3.1 消融期前积累

消融季节结束后，降水以固态形成下一消融期前积雪。由于这段时期降水无明显的海拔变化，因此以流域中气象站的观测降水量进行系统误差订正^[3]后来估算流域积雪量。这部分积雪量占年降水量的12%，在消融季节开

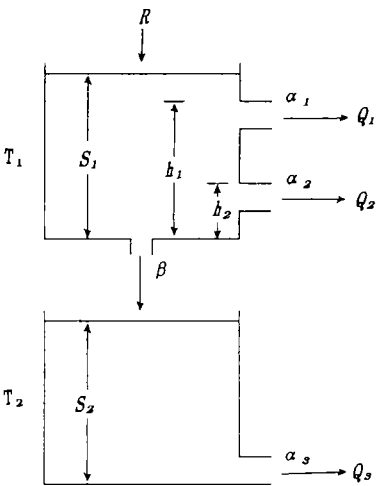


图1 冰川作用流域水箱汇流模型结构

Fig. 1 Structure of the tank runoff transformation model in a glacierized basin

始后形成融雪径流。

3.2 产流特征

图2表示基于(2-1)式模拟计算出的流域逐日净水输入和实测水文过程线^①。日产流量的变化和流域出口处水文站日流量的变化基本一致,但量的差异较大并表现出流量过程线和产流量之间存在一定的时间滞后。这说明虽然是一个小的冰川作用流域,当日流域的产水量也是要在以后的日子里逐渐排出到流域外,因此需要对其汇流过程进行模拟,才能将净水输入转化为流域出口处的水文流量过程。图2中消融季节末产流量未能在流量过程线上表现出来,表示积雪层和一些低洼沼泽地段对径流的阻滞作用。

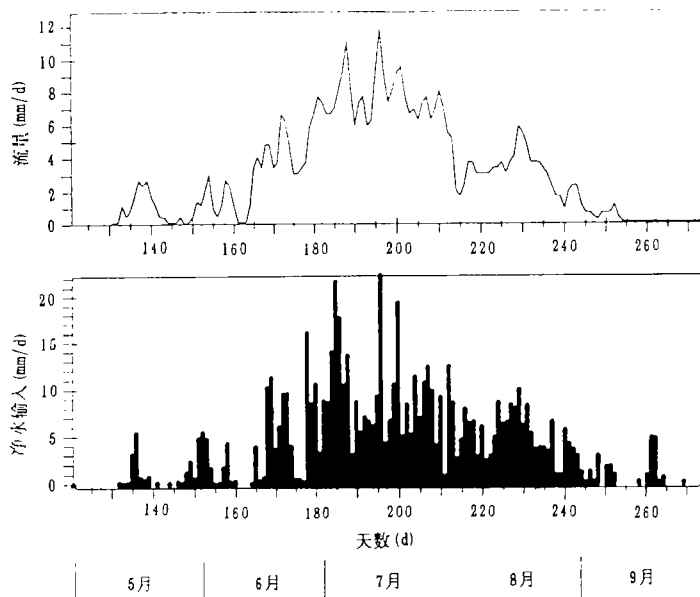


图2 乌鲁木齐河源区冰川作用流域模拟日净水输入和总控制水文站实测流量对比(1987)。

Fig. 2 Comparison between the simulated daily net water input to the glacierized basin and the measured discharge at the total control hydrometric station at the source area of the Urumqi River (1987)

根据1983—1989年的统计,流域径流系数为0.72。在径流的组成中,来自冰川亏损的纯冰消融占13%,冰川总消融(冰川覆盖区积雪和冰川冰消融)占35%,非冰川区积雪消融占57%,液态降水仅占8%。因此,径流主要产生于冰雪融化。

3.3 汇流特征

表2为乌鲁木齐河源冰川作用流域的水箱汇流模型参数,用以模拟总控制水文站的逐日流量过程。其中1986至1989年为模型参数校准期,1990年为测试期,其各汇流参数取校准期的平均值。

在流域中的非冰川覆盖区,除了30%由高山草甸覆盖,没有其他对径流产生显著影响的植被覆盖,大部分地表由裸露基岩和冰碛物组成。在弱消融期,冰内冰下水系和多年冻土

^① 杨新元:天山冰川观测试验站年报6。

活动层均未发育,径流主要由积雪消融形成,汇流过程主要发生于表面,径流多产生于流域中的海拔较低部位。因此,汇流模型的下渗系数 β 和下层水箱 T_2 出流系数 α_3 小。上层水箱两侧孔均位于底部,呈现出线性水库的汇流特征。

在弱消融期,尽管上层水箱两侧孔同位于底部,但出流系数 α_1 和 α_2 仍可分别代表流量的不同组成部分^[5]。多数情况上层水箱两个位于底部的侧孔出流系数相同,这表明汇流过程较单一。但在参数校准过程中也可能出现出流系数 α_1 和 α_2 不等的情况,如1989年弱消融期(表2)。在这种情况下,可认为流量的形成中包含有较快汇流过程和较慢汇流过程的共同作用。

表2 乌鲁木齐河源区冰川作用流域水箱汇流模型参数

Tab. 2 Parameters of the tank runoff transformation model for the glacierized basin at the source area of the Urumqi River

年	弱消融期						强消融期					
	h_1 (mm)	h_2 (mm)	α_1	α_2	β	α_3	h_1 (mm)	h_2 (mm)	α_1	α_2	β	α_3
1986	0.00	0.00	0.100	0.100	0.010	0.005	10.00	0.00	0.050	0.050	0.050	0.050
1987	0.00	0.00	0.100	0.100	0.010	0.005	10.00	0.00	0.166	0.166	0.166	0.162
1988	0.00	0.00	0.252	0.252	0.042	0.016	10.00	0.00	0.080	0.080	0.080	0.080
1989	0.00	0.00	0.285	0.116	0.002	0.007	10.00	0.00	0.150	0.150	0.150	0.150
1990	0.00	0.00	0.184	0.117	0.016	0.008	10.00	0.00	0.112	0.112	0.112	0.111

在强消融期,由于冰内冰下水系和地表多年冻土活动层发育,因此下渗系数 β 和出流系数 α 增大。部分冰川表面融水渗入冰内冰下形成径流,而非冰川地面径流也通过活动层的汇流作用而形成流域出口处的流量。在强消融期大量冰川融水产生。随着融化增强,融水增多,表面反射率减小,消融面积增加,冰内冰下以及表面排水系统也更发育。这使得流量随水贮量的增加表现出非线性的特征,侧孔 h_1 高于 h_2 。就一个强消融期而言,侧孔出流系数和底孔下渗系数均相等或接近,这表明随着表面和表面以下排水系统的发育,其汇流过程的性质变得较为一致。根据作者的野外观测,乌鲁木齐河源冰川的冰内冰下排水系统发育较单一,汇流迅速^[7]。在非冰川覆盖区,表面以下多年冻土活动层厚度一般为1m左右。这些特征,使得在强消融期流域表面以下的汇流系数接近表面的汇流系数。

冰川作用流域水箱汇流模型的出流系数和下渗系数表现出年际变化。这说明由于各年的热量和水量条件的差异,冰川消融面积,冰面、冰内冰下水系和多年冻土活动层的发育程度不一样,因而使得流域的汇流条件逐年有所变化。取校准期各年汇流系数的平均值,以此来代表流域汇流条件的平均状况,并作为对汇流模型进行测试的系数值进行流量模拟计算。

3.4 流量模拟计算

在计算流域净水输入时,将流域分为两个海拔带,每带以一个位置来进行计算,为衡量所计算净水输入的流域代表性,以一个相乘系数 FC 来进行校正。 $FC=1.0$ 时,表示模拟计算净水输入总量等于从流域出口处流出的总径流量; $FC>1.0$ 表示模拟净水输入量偏小;

而 $FC < 1.0$ 则表示模拟净水输入量偏大。 FC 表示实测径流量对模拟流域净水输入量的比值。在乌鲁木齐河源冰川作用流域得出的 FC 数值表明，所计算的净水输入量能较好反映流域的实际产流量（表3）。在弱消融期， FC 的数值基本为1。在强消融期，一些年份净水输入量估算偏多，这可由高山冰川区降水和消融条件随空间和时间变化的不均匀性来解释。

表3 乌鲁木齐河源区冰川作用流域模拟计算净水输入量相乘修正系数 FC 值
Tab. 3 The multiplication factor FC for the simulated net water input to the glacierized basin at the source area of the Urumqi River

年	1986	1987	1988	1989	1990
弱消融期	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0
强消融期	1.0	0.7	1.0	0.5	0.8

* FC 值代表平均状况

乌鲁木齐河源区冰川作用流域总控制水文站流量模拟计算结果表明，无论是水箱汇流模型参数校准期（图3）还是测试期（图4），模拟计算流量和实测流量^①过程线均拟合得相当好。表4列出各年模拟和实测流量以及水箱汇流模型评价标准 CR ^[5]、残差标准差 $MSEQ$ ^[5] 和水文模型评价标准 R^2 值^[6]，它们反映模拟计算获得了好的结果。水文流量过程线的变化和气象站的气温、水汽压和日照率的变化显示出良好的对应关系，这也说明径流的形成受制于流域热量条件，冰雪融水是径流的主要组成部分。在模型测试期，6月份和7月份各有一次实测流量峰值模拟效果较差（图4）。从气象站的日降水量 Pm 可见，二者可视为降水洪峰过程和热量条件关系不明显。这说明夏季流域较低海拔地段的液态降水有时可以较大的量直接形成径流，并在实测流量过程线上反映出来，而这种液态降水分布的不均匀性有可能引起模拟流量过程线出现较大误差。表4中模拟结果的评价标准反映出1986、1987年效果较

表4 乌鲁木齐河源区冰川作用流域总控制水文站5至9月流量模拟计算平均值和模型评价标准值

Tab. 4 The simulated mean discharge and the evaluation criteria for the discharge modelling at the total control hydrometric station of the glacierized basin at the source area of the Urumqi River during the months from May to September

年	实测平均流量* (mm/d)	模拟平均流量 (mm/d)	CR	$MSEQ$	R^2
1986	3.8	3.7	0.287	0.354	0.802
1987	3.0	2.9	0.374	0.395	0.838
1988	3.8	4.4	0.430	0.515	0.645
1989	2.5	2.3	0.437	0.507	0.618
1990	3.3	3.5	0.328	0.367	0.748

* 杨新元，天山冰川观测试验站年报5—9。

① 杨新元：天山冰川观测试验站年报6，9。

好, 而1988、1989年效果要差一些。这正是由于对夏季高山上较低海拔部位所形成的液态降水洪峰的模拟效果欠佳。这种夏季高山上降水时空分布的不均匀性常由一些年份较强的对流作用所致, 其在高山区径流形成中的作用尚待进一步研究。

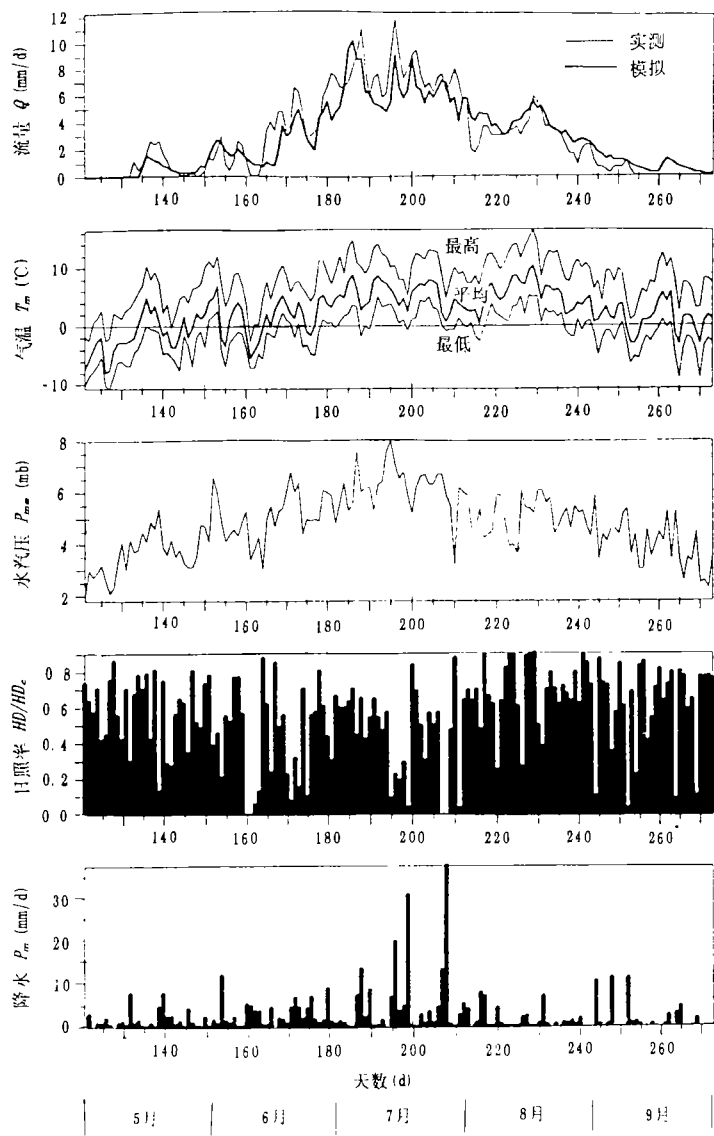


图3 乌鲁木齐河源区冰川作用流域总控制水文站模拟和实测逐日流量过程线和大西沟气象站气象要素 (1987, 水箱汇流模型参数校准期)

Fig. 3 Simulated and measured daily discharge hydrographs at the total control hydrometric station of the glacierized basin and the meteorological elements at the Daxigou meteorological station at the source area of the Urumqi River (1987, calibration period of the tank runoff transformation model)

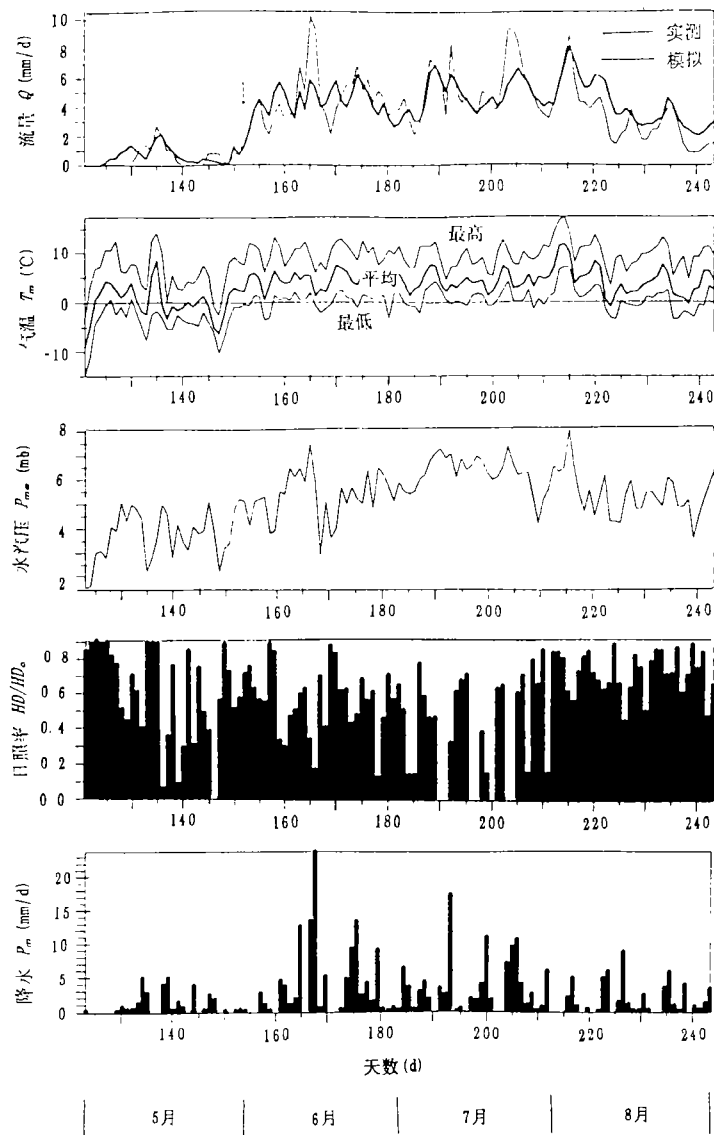


图4 乌鲁木齐源区冰川作用流域总控制水文站模拟和实测流量过程线和大西沟气象站气象要素（1990，水箱汇流模型测试期）

Fig. 4 Simulated and measured daily discharge hydrographs at the total control hydrometric station of the glacierized basin and the meteorological elements at the Daxigou meteorological station at the source area of the Urumqi River (1990, test period of the tank runoff transformation model)

4 结语

对高山冰川作用流域径流的模拟计算可分两步来进行。第一步是通过以常规气象站的观测要素来计算流域能水平衡从而得出大气对冰川作用流域的净水输入。第二步是以一个

串连的三层水箱模型来模拟计算冰川表面、冰内冰下、地面和多年冻土活动层的径流汇流过程。这样,该项研究便将气候变量和高山冰川作用流域的能量平衡与径流过程联系起来,从而对研究高寒区冰川、冻土、积雪和水文变化与气候变化的关系及其模拟计算具有一定的意义。

参 考 文 献

- 1 Kang Ersi, Yang Daging, Zhang Yinsheng et al. . An experimental study of the water and heat balance in the source area of the Urumqi River in the Tianshan mountains. *Annals of Glaciology*, 1992, **16**: 55—66.
- 2 康尔泗, Atsumu ohmura. 天山冰川作用流域能-水-质平衡和天文流量模型研究. 科学通报, 1993, **38** (10): 925—929.
- 3 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. 见: 施雅风主编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 第一版, 北京: 科学出版社, 1992, 14—38.
- 4 张寅生, 康尔泗, 杨大庆. 乌鲁木齐河流域高寒区蒸发量观测试验研究. 见: 施雅风主编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 第一版. 北京: 科学出版社, 1992, 79—88.
- 5 Sugawara M, Watanabe I, Ozaki E et al. Tank model with snow component. Publ. of National Research Center for Disaster Prevention. 1984 (65): 163—247.
- 6 Kang Ersi. Relationship between runoff and meteorological factors and its simulation in a Tianshan glacierized basin. *IAHS Pub.* 1991 (205): 192—195, 199.
- 7 康尔泗. 乌鲁木齐河源1号冰川消融区排水系统初探. 冰川冻土, 1991, **13** (3): 219—227.

作 者 简 介

康尔泗,男,1942年生,研究员。1992年获瑞士联邦理工学院自然科学博士学位。现主要从事山区水文、气候和冰川研究,已发表“天山乌鲁木齐河源区水量和热量平衡实验研究”等30余篇论文。

RUNOFF MODELLING BASED ON ENERGY AND WATER BALANCE IN A GLACIERIZED BASIN

Kang Ersi

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000 China)

Key words a glacierized basin, energy and water balance, runoff simulation

Abstract

Based on the field measurement on energy and water fluxes in a Tianshan glacierized basin, this paper is aimed at simulating the runoff formation and transformation processes by using an energy and water balance model taking the standard meteorological elements as the foremost inputs. The purpose is to understand the processes of energy and water exchange between mountain glacierized areas and atmosphere and their relation to the runoff formation.

The glacierized basin which is chosen for runoff simulation in this paper is situated at the source

area of the Urumqi River. The basin is located at $43^{\circ}06'N$ and $86^{\circ}50'E$. Its catchment area is 28.9km^2 , of which 5.74km^2 is covered by glaciers. The altitude of the basin ranges from 3408m to 4479m.

The runoff consists mainly of the water from melted ices and snows, and of some efficient liquid precipitation. A glacierized basin can be divided into glacierized area and non-glacierized area. Snow cover is approximated to the solid precipitation. The precipitation of the basin is determined by the systematic error corrected precipitation and its altitude gradient. The ratio of solid precipitation to the total precipitation is determined by the temperature criteria for precipitation to form, the daily maximum and minimum temperatures and the daily mean temperature. The runoff from the ice and snow covered area is calculated by an energy and water balance model, while that from the ice and snow free area is obtained by a water balance model. The calculated results indicate that the runoff coefficient of the glacierized basin is 0.72, and the runoff from melted glaciers is 13%, the melted snows from the non-glacierized area makes up 57%, and liquid precipitation accounts for only 8%. The total amount of melted snows and ices from the glacierized area makes up 35%.

Under the climate conditions on the Tianshan Mountain, the ablation season can be divided into the weak melting period and intense melting period. The weak melting period is mainly for the melt of seasonal snow cover, and the runoff transformation occurs mainly on the surface. The intense melting period is mainly for glacier to melt, and a large amount of water is produced during this period. The intra-and subglacial drainage system and the active layer of the permafrost develop well and play an important role in the runoff transformation. The runoff transformation processes are simulated by a tank model, which is constructed with two vertically connected tanks. The simulation shows that, during the weak melting period, the runoff transformation processes are rather unitary with the characteristics of a linear reservoir, while during the intense melting period, the discharge increases with the water storage which has the non-linear characteristics.

The present study links the climate variables to the energy and water balance, and to the runoff formation in a glacierized basin. The discharge hydrographs at the basin outlet are well simulated. This is significant in the studies on the relationship of the changes of mountain glaciers, permafrost, snow cover and runoff to the climate change and its simulation.