文章编号:1000-0240(2012)01-0130-09

天山乌鲁木齐河源区1号冰川径流模拟研究

杨 森¹,叶柏生^{2,3},彭培好¹,韩添丁^{2,3},高红凯^{2,3}, 崔玉环^{2,3},王 杰^{2,3},高明杰^{2,3}

(1. 成都理工大学 地球科学学院,四川 成都 610059; 2. 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,
 甘肃 兰州 730000; 3. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所,甘肃 兰州 730000)

摘 要:采用 HBV-ETH 模型,利用 1980—2006 年实测水文气象数据对乌鲁木齐河源区 1 号冰川日径 流进行模拟研究.在考虑度日因子和面积变化的基础上,模拟了 1980—2006 年流域的径流深和土壤蒸 散发;依据水量平衡原理,得到了流域冰川物质平衡和冰川体积变化序列,同时对比验证了模型的模 拟效果.研究表明:若将冰川面积视为常数进行模拟,将会使得模拟径流比实际偏大,过去 26 a 平均 高估 7%左右.1980—2006 年间,若不考虑面积变化,累积体积变化被高估 3%左右. 关键词:HBV 模型;冰川径流;度日因子;冰川面积变化;冰川体积变化 中图分类号: P334⁺.7 文献标识码:A

0 引言

冰川径流的产汇流过程及机理是冰川水文模拟 研究的核心问题^[1],冰川水文模型可帮助人们将复 杂的冰川水文过程简化呈现. 在现有的水文模型 中,消融系数方法和气象要素回归模型方法计算的 冰雪消融物理机制不够明确;能量平衡方法的物理 机制清楚,但对观测数据要求较高. HBV-ETH 模 型自带的雪冰模块能实现对寒区水文过程的模拟, 本文采用 HBV-ETH 模型. HBV 模型是由瑞典水 文气象局于 1970 年开发的概念性水文模型, 经过 几十年的发展,开发了很多版本,如:HBV3, HBV6, HBV-ETH, HBV-IWS, HBV light 等. 国 外, Linen^[2]应用 HBV 模型对分布在土耳其、津巴 布韦、坦桑尼亚、玻利维亚的 4 个不同气候下的流 域进行参数调整,发现模型在干旱区流域模拟效果 降低, Hundecha 等^[3] 应用 HBV-IWS 模型将模型 参数和流域物理特征相结合进行参数调整,来研究 土地利用变化对流域产流的影响, Hagg^[4]等利用 HBV-ETH 模型研究在两倍二氧化碳气候情景下 的冰川变化; Konz 等^[5] 对比了 HBV 和 TACD 两 种水文模型在 Langtang 河流域径流模拟效果,应 用效果都很好;在我国,康尔泗等^[6] 根据 HBV 水 文模型的基本原理,建立了西北干旱区内陆河出山 径流概念性水文模型,模拟预报黑河月出山径流 量;高红凯等^[7]利用 HBV-light 模型对长江源区有 冰川覆盖的冬克玛底河流域日径流进行了试验模拟 研究;靳晓莉等^[8]利用 HBV-light 模型在东江流域 进行参数区域化的研究,张建新等^[9]利用 HBV 在 中国东北多冰雪地区进行了应用研究,赵彦增 等^[10]在淮河官寨流域也进行了 HBV 模型的应用研 究,均取得不错的效果.

1 研究区简介

研究区位于天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川水文 断面(86°49.3'E,43°6.9'N,海拔3 659 m)以上流 域面积为 3.34 km²(图 1),其中冰川面积 1.71 km² (约 51.2%)^[11].每个水文站附近设有气象场,对 气温、降水、湿度等气象要素进行观测.另外,研 究区内设有大西沟气象站,有 1958 年至今的长期 气象数据.流域内除了冰川覆盖区域,流域内下垫 面还分布有多年冻土以及高寒荒漠.流域内植被分

收稿日期:2011-07-28;修订日期:2011-12-22

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB411502);国家自然科学基金项目(41030527);中国科学院"百人计划"项 目资助

作者简介:杨森(1985—),女,河南南阳人,2008 年毕业于南阳师范学院,现为成都理工大学硕士研究生,主要从事寒区水文研究. E-mail.ym1.1@163.com





为高山草甸和高山垫状植被两个垂直带[12].

2 模型介绍

HBV 模型是一个具有一定物理基础的半分布 式水文模型,应用日降水、日均温、月潜在蒸发量 作为模型输入,输出量为日径流深.该模型主要由 4 个模块组成:1)地形修正的度日因子冰雪消融模 块;2)土壤模块;3)响应模块;4)汇流模块.

2.1 雪冰模块

应用度日因子(Degree-day factor)模型^[13-14]计 算冰雪消融.度日模型是采用日正积温(*PDD*, \mathbb{C}) 乘以度日因子(*DDF*)(mm · \mathbb{C}^{-1} · d⁻¹),得到消 融量来计算冰雪的消融量(*A*, mm).一般情况下, 由于雪的反照率大于冰川冰,因此相同辐射状况 下,冰川冰比雪吸收了更多的能量用于消融.因 此,模型中用 C_g 修正冰川消融,一般情况下 C_g 大 于 1. 另外,考虑到不同坡向的积雪、冰川消融也 存在差异,一般北坡的冰川消融要弱于南坡,东西 坡向的冰川介于南北坡之间.用地形修正系数 C_a 对 度日因子进行地形修正,以提高模拟精度:

$$A(h) = DDF \cdot PDD(h) \cdot C_{g} \cdot C_{a} \qquad (1)$$

$$PDD(h) = \sum_{t=1}^{n} H_t \cdot T_t(h)$$
(2)

式中: H_t 为逻辑变量,当 $T_t(h) \ge 0$ ℃时, $H_t = 1$; 当 $T_t(h) < 0$ ℃时, $H_t = 0$. 当冰川表面存在积雪 时,假定先消融积雪,当积雪消融完还有剩余正积 温时,用剩余的正积温消融冰川冰.

在模型中考虑了融水再冻结过程,由于融水在 下渗过程中,随着温度的降低,会发生再冻结,再 冻结水量(*Ref*)由式(3)表示:

$$Ref = C_{FR} \cdot A(h) \tag{3}$$

$$B(h) = P_{\rm S}(h) - (1 - C_{\rm FR})A(h)$$
(4)

式中: C_{FR} 为重冻结系数.冰川某一海拔高度带的 物质平衡 B(h)等于降落到冰川表面的固态降水 P_s (h)减去消融水量 A(h)再加上重冻结的水量 Ref(式(4)).

HBV 模型的核心思想是产流量与土壤含水量呈幂 函数关系:

$$\frac{recharge}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC}\right)^{BETA}$$
(5)

式中: *P*(*t*)为某日进入土壤中的降水和融雪水之 和; *recharge* 为产流量; *SM*(*t*)为某日的土壤含水 量; *FC* 为土壤的田间持水量; *BETA* 为模型的核 心经验参数.这一理论已经在瑞典^[15]、印度、哥伦 比亚、津巴布韦、尼泊尔^[16]、中国^[17]等几十个国家 不同气候区、不同下垫面得到了验证.

HBV 模型中,土壤蒸散发的计算较为粗略. 假设土壤含水量(SM(t))在小于一定阈值($FC \times LP$)的时候,实际蒸散发(E_{act})和潜在蒸散发(E_{pot}) 的比值与土壤含水量呈线性关系;大于这一阈值的

±

冰

时候,实际蒸散发就等于潜在蒸散发:

$$E_{\rm act} = E_{\rm pot} \min(\frac{SM(t)}{FC \cdot LP}, 1)$$
(6)

2.3 响应模块

HBV 模型中采用线性水库模型控制出流量. 模型共分为两个线性水库,分别为土壤上层水库和 土壤下层水库,通过消退系数(K_1 、 K_2)控制线性水 库的出流量 Q_{GW} .有效降水和积雪融水被存储到上 层水库中,并通过参数 *PERC* 控制向下层水库的渗 透.当上层水库水量(*SUZ*)大于临界水量(*UZL*) 时,多余的水量直接形成径流;当小于 *UZL* 时,上 层水库通过出流系数(K_1)进行出流量计算.渗入下 层水库的水量通过基流的出流系数 K_2 控制出流量. 两个线性水库总的出流量之和就是某个时刻的产流 量 Q_{GW} :

$$Q_{GW}(t) = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 \max(SUZ - UZL, 0)$$
(7)

2.4 汇流模块

模型采用简单的三角权重方程模拟汇流过程, 最终得到日径流深 Q_{sim}(*t*). *MAXBAS* 是与流域面 积有关的参数,面积越大则 *MAXBAS* 也就越大, 相应的汇流过程越慢;反之汇流时间越短(式 8、 9).

$$Q_{\rm sim}(t) = \sum_{i=1}^{MAXBAS} c(i)Q_{\rm GW}(t-i+1)$$
(8)

 $c(i) = \int_{i-1}^{i} \frac{2}{MAXBAS} - \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^{2}} du$ (9)

2.5 模型评价

模型采用 Nash-Sutcliffe 效率系数 $(R_{eff})^{[18]}$ (式 (10))、确定系数 (r^2) (式(11))和相对误差 RE(式 (12))进行模型评价:

$$R_{\rm eff} = 1 - \frac{\sum (Q_{\rm sim}(t) - Q_{\rm obs}(t))^2}{\sum (Q_{\rm obs}(t) - \overline{Q}_{\rm obs})^2} \quad (10)$$

$$r^{2} = \frac{\left(\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})(Q_{sim} - \overline{Q_{sim}})\right)^{2}}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^{2} \sum (Q_{sim} - \overline{Q_{sim}})^{2}} (11)$$
$$RE = \frac{Q_{sim} - Q_{obs}}{Q_{obs}} (12)$$

一般情况下, R_{eff}和 r²对日径流的模拟结果细 节评价较好; RE 可以对模拟结果的年度总误差给 出评价. R_{eff}和 r²越接近 1, RE 越接近 0, 说明模拟 效果越好.

3 数据来源及处理

天山乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰

川)断面以上流域的地形数据来源于全球数字高程 模型(GDEM),空间分辨率为 30 m. 水文资料采用 1 号冰川断面 1980—2006 年的日径流资料,作为参 数率定和检验的数据.冰川物质平衡资料采用天山 冰川观测站 1959—2007 年的实测资料. 气象数据 采用流域内大西沟气象站 1958—2007 年的日气温、 日降水和月蒸发资料.山区复杂的地形对气温和降 水影响较大,若直接采用气象站站点观测的气温、 降水作为模型驱动数据则误差较大.因此,模型中 按照气温和降水随海拔变化的梯度对每个高程带进 行气温、降水的半分布式处理,以提高气温降水的 输入精度.

$$T_{t}(h) = T_{t} - \frac{TC_{alt}(h - h_{0})}{100}$$
(13)

$$P_{t}(h) = P_{t}(1 + \frac{PC_{alt}(h - h_{0})}{100}) \qquad (14)$$

式中: T_t 为气象站实测日气温; P_t 为气象站实测日 降水; TC_{alt} 为气温随海拔降低的梯度; PC_{alt} 为降水 随海拔升高的梯度; h_0 为气象站海拔;h为高度带 中心海拔; $T_t(h)$ 为中心海拔为h的高度带平均日 气温; $P_t(h)$ 为此高度带平均日降水.

另外,由于降雨径流和融雪径流过程是完全不同的水文过程,因此在山区水文模拟中需要把降雪和降雨分开进行考虑.本研究采用单临界气温法进行雨雪分离,当温度高于临界温度时,认为全部是降雨(式(15));当温度低于临界温度*TT*时,认为全部是降雪.由于降雪观测的系统误差较大^[19],当判断为降雪时采用修正系数*SFCF*对降雪量进行修正^[20-21](式(16):

 $P_{L}(h) = P_{t}(h), T_{t}(h) > TT$ (15) $P_{S}(h) = P_{t}(h) \cdot SFCF, T_{t}(h) < TT$ (16)

4 冰川径流模拟与讨论

4.1 参数率定

模型共有 15 个参数需要率定,其中对模拟结 果有较大影响,敏感性较强的参数有[22-23]: PC_{alt} 、 TC_{alt} 、TT、DDF、SFCF、 C_{g} 、 K_{1} 、 K_{2} . 参数率定 结果如下:

4.2 冰川径流模拟

4.2.1 面积变化对径流模拟效果的影响

1 号冰川是乌鲁木齐河的正源,本文主要对 1 号冰川断面进行模拟研究.过去 40 多年(1962— 2006 年),1 号冰川面积减少 14 %^[24-25].模拟中如 不考虑面积变化的影响,则模拟结果误差可能较大.

杨 淼等:天山乌鲁木齐河源区1号冰川径流模拟研究

表 1 HBV 模型中需要率定的参数信息

1	ahl	~ 1	Inform	nation	of the	paramotore	in	tho	HBV	model
1	abl	ег	Inform	iation	of the	parameters	1n	the	HBV	model

参数	参数意义	参数值范围	参数值	附注
	气象要素半分	分布式处理		
$PC_{\rm alt}$	降水随海拔増加的梯度 /(%・(100m) ⁻¹)		4.2	文献 [20]
$TC_{\rm alt}$	气温随海拔增加的梯度 /(℃・(100m) ⁻¹)		0.6	文献 [21]
	冰雪植	莫块		
TT	区分降雨、降雪的临界温度/℃	2.8~5.5	2.7	文献 [19]
DDF	积雪度日因子/(mm • ℃ ⁻¹ • d ⁻¹)		5.19	文献 [26]
SFCF	降雪的修正因子		1.3	文献 [19]
CFR	重冻结因子	0.2	0.2	率定
$C_{\rm g}$	冰川比积雪度日因子增加	1.2~1.5	1.35	文献 [26]
C_{a}	坡向朝南比朝北的冰川消融增加量	1.2~2	1.9	率定
	土壤和蒸	发模块		
FC	土壤田间持水量/mm	$50 \sim 400$	220	文献 [22]
LP	土壤含水量/田间持水量临界值	0.3~1	0.8	率定
BETA	产流有关的经验参数	$1\!\sim\!5$	1.36	文献 [23]& 率定
	地下水和叫	向应模块		
K_1	壤中流的消退系数	0.01~0.4	0.3	文献 [23]& 率定
K_2	基流的消退系数	0.001~0.1	0.1	文献 [23]& 率定
PERC	土壤上层到下层的最大渗透率	0~6	5.3	文献 [23]& 率定
	汇流档	莫块		
MAXBAS	河道汇流参数,与面积成正比	$1 \sim 5$	1.1	文献 [23]& 率定

本文首先采用 1980 年 1 号冰川地形图得到了各海 拔高度带不同坡向面积. 假设冰川面积不变,采用 表 1 中的参数,对径流进行模拟,1980—2006 年, 年平均模拟结果为 738 mm • a⁻¹,明显高于同期实 测的 690 mm • a⁻¹,平均偏高 7%. 因此,在长期 冰川径流的估算中有必要考虑冰川面积的变化.

采用1号冰川7期地形图得到1号冰川同期各 高程带的面积变化图(图 2). 从图2中可以看出 1980—2006年,1号冰川区总面积和不同海拔高度 带上的面积都呈逐渐变小的趋势.



采用 1980—2006 年 7 期地形图,用分段平均 的方法获得逐年面积变化结果,并将其作为模型的

输入,模拟结果如表 2. 模拟多年平均年径流深 696 mm · a^{-1} ,与实测 690 mm · a^{-1} 的年径流深较为接 近.为了进一步探讨冰川面积变化对径流的影响,保持其他参数不变,分别采用 1980 年面积和 2006 年的面积计算 2006 年日径流深(图 3).计算结果显示:采用 1980 年的面积模拟的径流要明显高于用 2006 年面积模拟的径流,在采用 1980 年的冰川面积,积雪 DDF=7. 6(mm · \mathbb{C}^{-1} · d^{-1})这一参数组 合下,2006 年自 5 月 21 日至 8 月 31 日的模拟径流 深为1 290.0 mm;当采用 2006 年的冰川面积,积 雪 DDF=7. 6(mm · \mathbb{C}^{-1} · d^{-1})这一参数组合时,



1	3	Λ
Т	J	4

±

冰

2006 年同期径流深为1 125.4 mm, 二者相差达年 径流量的 15%. 可见, 1980—2006 年间 2.8%的冰 川面积变化可以导致 15%左右的径流差异. 这一结 果进一步显示, 在目前冰川普遍退缩的情况下, 在 冰川径流的估算中必须考虑冰川面积的变化.

4.2.2 考虑度日因子变化的径流模拟

我们计算时采用固定的度日因子通常是度日因 子的平均值,它代表了冰雪消融量与正积温之间关 系的一般状况.度日因子随着时间、空间都有较大 的变化. 根据实测物质平衡资料推算的每年的度日 因子值^[26],作为不同年份模型度日因子的输入值. 由表2可见,度日因子年际变化明显,在研究期内, 度日因子的值在2.7~7.7间变化,平均值为5.18, 最小值出现在1987年,为2.7;最大值出现在1993 年,为7.7.保持其他参数不变,对度日因子进行调 整,由表2可知,结果得到了很大改善,效率系数由 0.53提高到了0.65,这也表明,为一步提高模型的 精度,有必要详细研究度日因子的变化规律.

表 2 1 号冰川变化面积和度日因子前后径流拟效果的对比

 Table 2
 The comparison of runoffs simulated with constant glacier area, degree-day factor and degree-day factor with changing glacier area

		固定面积((1980 年)		变化面积和固定参数						
年份	$Q_{ m obs}$ /mm	$R_{ m eff}$	$m{Q}_{ m sim}$ / mm	RE	$R_{ m eff}$	$m{Q}_{ m sim}$ / mm	RE	$\frac{DDF/(mm \cdot \mathbf{r})}{\mathbb{C}^{-1} \cdot \mathbf{d}^{-1}}$	$R_{ m eff}$	$Q_{ m sim}$ / mm	RE
1980	522	0.6	692	0.33	0.6	692	0.33	3.8	0.64	527	0.01
1981	746	0.64	646	-0.13	0.65	644	-0.14	6.3	0.7	762	0.02
1982	430	0.5	646	0.50	0.53	645	0.50	3.1	0.57	440	0.02
1983	401	0.62	645	0.61	0.65	644	0.61	3.1	0.72	426	0.06
1984	362	0.52	624	0.72	0.6	622	0.72	3.1	0.68	404	0.12
1985	648	0.49	571	-0.12	0.55	568	-0.12	5.9	0.59	676	0.04
1986	941	0.62	744	-0.21	0.67	739	-0.21	6.9	0.77	954	0.01
1987	420	-0.06	688	0.64	-0.01	676	0.61	2.7	0.46	409	-0.03
1988	755	0.66	661	-0.12	0.73	648	-0.14	6	0.78	751	-0.01
1989	521	0.74	581	0.11	0.74	573	0.10	4.4	0.76	502	-0.04
1990	437	0.36	662	0.52	0.4	651	0.49	3.7	0.54	496	0.14
1991	623	0.75	776	0.24	0.74	763	0.22	4.6	0.77	703	0.13
1992	392	0.47	589	0.50	0.24	579	0.48	3.2	0.8	415	0.06
1993	727	0.45	503	-0.31	0.49	485	-0.33	7.7	0.65	662	-0.09
1994	803	0.7	786	-0.02	0.69	737	-0.08	5.4	0.7	763	-0.05
1995	636	0.05	656	0.03	0.03	605	-0.05	5.4	0.05	629	-0.01
1996	613	0.2	931	0.52	0.21	869	0.42	3.1	0.64	627	0.02
1997	887	0.65	858	-0.03	0.64	783	-0.12	6.2	0.73	914	0.03
1998	997	0.55	883	-0.11	0.58	816	-0.18	6.8	0.63	1008	0.01
1999	898	0.74	942	0.05	0.75	864	-0.04	5.5	0.75	908	0.01
2000	705	0.75	788	0.12	0.7	721	0.02	5	0.75	704	0.00
2001	831	0.62	816	-0.02	0.57	717	-0.14	7.1	0.67	839	0.01
2002	1017	0.77	1100	0.08	0.75	985	-0.03	5.4	0.78	1016	0.00
2003	719	0.2	641	-0.11	0.15	571	-0.21	6.7	0.4	690	-0.04
2004	714	0.52	801	0.12	0.59	705	-0.01	5.4	0.59	649	-0.09
2005	752	0.67	766	0.02	0.65	676	-0.10	5.8	0.69	747	-0.01
2006	1123	0.37	932	-0.17	0.33	821	-0.27	7.6	0.53	1138	0.01
平均值	689.6	0.52	738.0	0.14	0.53	696.3	0.09	5.18	0.65	694.9	0.01



Fig. 4 Observed precipitation, air temperature, runoff depth and simulated runoff depth changes for 1980, 1981, 2001, 2005

在考虑度日因子随时间变化的基础上,对冰川 面积逐年调整,模拟精度进一步提高.模型较好的 模拟了径流深,1986,1988,1989,1991,1992, 1999,2000,2002年的效率系数都达到 0.75以上. 模拟结果见图 4.

4.3 冰川物质平衡计算

根据 HBV 模型获得流域降水、径流、土壤蒸 发数据,根据水量平衡原理:

 $\Delta S = P - R - E_s(S_*/S) - E_s(S_*/S)$ (17) 式中: ΔS 为区域贮水量变化; P 为降水量; R 为径 流量; E_s 为土壤蒸发量, S_*/S 为非冰川区面积比 重; E_s 为冰川表面蒸发量; S_*/S 为冰川区面积比 重. 区域贮水量的变化值 ΔS 等于土壤含水量的变 化 ΔS_s 与冰川区物质平衡 B 之和, 即:

$$\Delta S = \Delta S_{\rm s} + B \tag{18}$$

对青藏高原中部冬克玛底河流域水文过程的研 究表明^[27],冻土地下冰变化对流域水量平衡的贡 献较低,贡献率不足 1%.因此,考虑到冰冻圈相 似的流域物理特征,假设流域内年平均土壤含水量 没有发生变化,即假设 $\Delta S_s = 0$,此时区域贮水量的 变化可近似视为冰川的物质平衡,由此可得:

 $B = P - R - E_s(S_{\#}/S) - E_g(S_{\#}/S)$ (19) 在计算中,降水量 P 在实测降水的基础上考虑 了山区降水梯度的影响;径流量 R 采用实际径流 深,土壤蒸发量 E_s 根据模型模拟结果得到(图 5); 冰川表面的年蒸发量 E_s 采用固定值 127 mm^[28];通 过式(19)计算得到 1980—2006 年 1 号冰川物质平 衡.



the Glacier No. 1 from 1980 to 2006 1980—2006 年模拟物质平衡和实测物质平衡

对比(图 6),相关系数达到 0.88(p<0.01),说明 模型对冰川消融的模拟结果是真实可信的.由于研 究区内冰川区范围较大,故冰川消融将对流域水文 过程产生重要影响.所以,模型在对冰川消融的模







Fig. 7 Simulated and measured volume changes of the Glacier No. 1 from 1980 to 2006

拟精度在很大程度上反映了模型对径流的模拟效 果,这也是用实测物质平衡对模拟结果检验的原 因,对径流和物质平衡的模拟结果相互印证了模型 在研究区的适用性,同时也证明模型的参数设置较 为合理.

4.4 冰川体积变化模拟

冰川变化主要表现在其长度、面积和体积等的 变化上.精确的冰川体积变化目前还难以获得,在 不考虑冰川面积变化的条件下,冰川物质平衡总量 可近似地作为体积变化. 在理论上, 实测物质平衡 值即为平均冰面高度变化量,由此得到的物质平衡 变化总量亦即冰川体积变化总量^[29].王国亚等^[30] 研究认为当不考虑冰川面积变化时,所计算的物质 平衡结果可能偏大,即高估了物质平衡的变化.本 文根据 1980—2006 年 1 号冰川区的年物质平衡序 列结合逐年冰川区面积资料,采用逐年调整冰川面 积的方法消除面积变化对物质平衡的影响,得到冰 川区体积的逐年变化.模拟计算的结果表明: 1980-2006 年 1 号冰川东西两支体积呈明显的减 小趋势(图 7). 在 1980-2006 年这 26 a 中, 在不考 虑面积变化时,实测累积体积变化量为-2.07× 10⁷ m³,在考虑面积变化后,实测累积体积变化量 为 -2.0×10^7 m³,误差在 3.05% 左右;在面积不 变的情况下,模拟累积体积变化量为 -2.17×10^7 m³,考虑面积变化后,模拟累积体积变化量为 -2.11×10^7 m³,误差在 2.97%.由此可见,若不 考虑面积变化,在过去的几十年间冰川普遍萎缩, 将会使得计算的冰川体积减小量比实际多,从而造 成对冰川融水径流的计算偏大,由于冰川面积的变 化,长期的冰川物质平衡(mm)并不能真实反映冰 川体积的变化,建议长期冰川变化中用累计冰川体 积变化表示,可能更为准确.

5 结论

综上所述,可以得到以下几点结论:

(1)以往的研究往往将冰川面积视为一个常数,采用固定的冰川面积进行冰川径流模拟,这样会产生一定误差,造成模拟的径流比实际偏大.对面积调整后水量模拟得到了改善.1980—2006年按1980面积进行计算的径流深比实际多出7%,这说明在较长时间尺度上冰川面积变化对冰川融水的影响在模型模拟中是不可忽略的.在较长时间尺度上的模拟研究可考虑将冰川面积视为变量逐年更新以提高模拟精度.

(2)度日因子的年际变化对冰川径流模拟结果 影响很大,采用统一的度日因子只能代表流域的一 般状况.而采用按照实测物质平衡获得的年度日因 子对径流进行模拟,可以有效提高模型的模拟精 度.因此,为提高度日因子模型对冰川径流的模拟 精度,今后有必要进一步研究度日因子的变化规 律.

(3) 对冰川体积变化的模拟结果显示:在 1980—2006年的26a间,1号冰川体积在波动中减 少,总共减少了21×10⁷m³,反映了流域较为强 烈的物质亏损情况.1980—2006年间若不考虑面 积变化,平均3%左右的累积体积变化被高估.由 于冰川面积的变化,长期的冰川物质平衡并不能真 实反映冰川体积的变化,建议长期冰川变化中用累 计冰川体积变化表示,可能更为准确.

参考文献(References):

[1] Kang Ersi, Ohmura A. The budget of energy, water, glacier mass balance and runoff modelling in a glacierized basin in Tianshan Mountains[J]. Science in China(B), 1994, 24(9): 983-991. [康尔泗, Ohmura A. 天山冰川作用流域能量、水量和物质平衡及径流模型[J]. 中国科学(B辑), 1994, 24

(9): 983−991.]

- [2] Liden R, Harlin J. Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance indifferent climates[J]. Journal of Hydrology, 2000, 238: 231-247.
- [3] Hundecha Y, BardossyA. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model[J]. Journal of Hydrology, 2004, 292: 281-295.
- [4] Hagg W, Braun L N, Weber M, et al. Runoff modelling in glacierized Central Asian catchments for present—day and future climate [J]. Nordic Hydrology, 2006, 37: 93–105.
- [5] Konz M, Uhlenbrook S, Braun L, et al. Implementation of a process-based catchment model in a poorlygauged, highly glacierized Himalayan headwater[J]. Hydrol. Earth Syst. Sci., 2007, 11: 1323-1339.
- [6] Kang Ersi, Cheng Guodong, Lan Yongchao, et al. Application of a conceptual hydrological model in the runoff forecast of a mountainous watershed[J]. Advance in Earth Science, 2002, 17(1): 18-26. [康尔泗,程国栋,蓝永超,等. 概念 性水文模型在出山径流预报中的应用[J]. 地球科学进展 2002, 17(1): 18-26.]
- [7] Gao Hongkai, He Xiaobo, Ye Baisheng, et al. The Simulation of HBV hydrology model in the Dongkemadi River Basin, headwater of the Yangtze River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(1): 171-181. [高红凯,何晓波,叶柏生,等. 1955-2008 年冬克玛底河流域冰川径流模拟研究[J]. 冰川冻土, 2011, 33(1): 171-181.]
- [8] Jin Xiaoli, Zhang Qi, Xu Chongyu. Regionalization study of a conceptual hydrological model in the Donjiang Basin[J]. Journal of Lake Sciences, 2008, 20(6): 723-732. [靳晓莉,张奇,许崇育. 一个概念性水文模型的参数区域化研究:以东 江流域为例[J]. 湖泊科学, 2008, 20(6): 723-732.
- [9] Zhang Jianxin, Zhao Mengqin, Zhang Shu'an, et al. The application of HBV model in ice-snow covered area in North-East China[J]. Journal of Lake Sciences, 2007, 27(4): 31-34. [张建新,赵孟芹,章树安,等. HBV 模型在中国东北多冰雪地区的应用研究[J]. 水文, 2007, 27(4): 31-34.
- [10] Zhao Yanzeng, Zhang Jianxin, Zhang Shu'an. The application of HBV model in Huaihe River Guanzhai Basin[J]. Journal of China Hydrology, 2007, 27(2): 57-60. [赵彦增,张建新,章树安,等. HB V 模型在淮河官寨流域的应用研究[J]. 水文, 2007, 27(2): 57-60.
- [11] Han Tiandin, Gao Mingjie, Ye Baisheng, et al. Characteristic of runoff process of the glacier and permafrost in the headwaters of the Ürümqi River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(3): 573-579. [韩添丁,高明杰,叶柏生,等. 乌鲁木齐河源冰雪及多年冻土径流过程特征[J]. 冰川冻土 2010, 32(3): 573-579.]
- [12] An Lizhe, Liu Yanhong, Feng Guoning, et al. Studies on ecological properties of altifrigetic subnival vegetation at the source area of the Ürümqi River[J]. Acta Botanica Boreali-Occidentalia Sinica, 2000, 20(1): 98-105. [安黎哲, 刘艳红,冯国宁,等. 乌鲁木齐河源区高寒冰缘植被的生态特征研究[J]. 西北植物学报 2000, 20(1): 98-105].
- [13] Braithwaite R J. Calculation of degree-days for glacier-climatic research[J]. Zeitschrift Fur Gletscherkunde Und Glazialgeologie, 1985, 20: 1-8.
- [14] Braithwaite R J, Olesen O B. Calculation of glacier ablation

from air temperature, West Greenland [M]//Glacier Fluctuation and Climate Change. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1989: 219-233.

- [15] Bergstr m S. Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments[D]. Ph. D. Thesis. Norrk ping, Sweden: SMHI Report, RHO No. 7, 1976.
- Braun L N, Renner C B. Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland [J].
 Hydrological Sciences, 1992, 37(3): 217-231.
- [17] Chen Hao, Nan Zhuotong. Progresses in the study on hydrological model selection[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(2): 397-404. [陈昊, 南卓铜. 水文模型选择及其研究进展[J]. 冰川冻土, 2010, 32(2): 397-404.]
- [18] Nash J E, Sutcliffe J. River flow forecasting through conceptual models, Part 1: A discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, 10: 282-290.
- [19] Yang Daqing, Shi Yafeng, Kang Ersi, et al. Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the heat of the Ürümqi River basin, Tianshan[C]//Formation and Estimation of Mountain Water Resources in the Ürümqi River Basin. 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及修正[C]//乌鲁木齐河地区水资源形成和估算. 北京:科学出版社, 1992: 14-40.]
- [20] Yang Daqing, Jiang Tong, Zhang Yinsheng, et al. Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the heat of the Ürümqi River, Tianshan[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 10(4): 384-399. [杨大庆,姜彤, 张寅生,等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正[J]. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384-400.
- [21] Ye Baisheng. The Effect of Climatic Change on Water Resources in the Tianshan Mountains [D]. Doctor Thesis. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 1994: 49-50. [叶柏生. 气候 变化对天山山区水资源影响的若干研究[D]. 兰州:中国科 学院兰州冰川冻土研究所博士毕业论文, 1994: 49-50.]
- [22] Chen Xiaoyan, Ye Jianchun, Lu Guihua, et al. Study on field capacity distribution about soil of China[J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2004, 35(9): 113-119. [陈晓燕,叶建春,陆桂华,等. 全国土壤田间持水量分布探讨[J]. 水利水电技术, 2004, 35(9): 113-119].
- [23] Seibert J. Estimation of parameter uncertainty in the HBV model[J]. Nordic Hydrology, 1997, 28(4/5): 247-262.
- [24] Jiao Keqin, Jing Zhefan, Han Tianding, et al. Variation of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River in the Tianshan Mountains during the past 42 years and its trend prediction[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(3): 253-260. [焦克勤, 井哲帆, 韩添丁, 等. 42 a 来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及趋势预测[J]. 冰川冻土, 2004, 26(3): 253-260.]
- [25] Li Zhongqin, Shen Yongping, Wang Feiteng, et al. Response of melting ice to climate change in the Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan Mountain [J]. Advances in Climate Change Research, 2007, 3(3): 132-137.
 [李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川 消融对气候变化的响应[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(3): 132-137.]
- [26] Cui Yuhuan, Ye Baisheng, Wang Jie, et al. The spatial-tem-

冰

±

poral variation of the positive degree-day factors on the Glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, **32**(2): 265-274. [崔玉 环,叶柏生,王杰,等. 乌鲁木齐河源1号冰川度日因子时空 变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(2): 265-274.]

- [27] Zhang Yinsheng, Yao Tandong. Hydrological processes and their features [M]//Dynamic Features of Cryosphere in the Middle of Qinghai-Tibet Plateau. Beijing: Geological Press, 2002: 199-206. [张寅生,姚檀栋. 水文过程及特征[M]// 青藏高原中部冰冻圈动态特征. 北京:地质出版社, 2002: 199-206.]
- [28] Shi Yafeng, Zhou Yuchao. Formation and Estimation of Mountain Water Resources in the Ürümqi River Basin[M].

Beijing: Science Press,1992. [施雅风,周聿超. 乌鲁木齐河 地区水资源形成和估算[M]. 北京: 科学出版社, 1992.]

- [29] He Chunyang, Ding Yongjian, Li Xin. A visualized computation method for glacier variation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1999, 21(2): 169-174. [何春阳, 丁永建, 李新. 冰川变化可视化计算方法研究[J]. 冰川冻土, 1999, 21 (2): 169-174.]
- [30] Wang Guoya, Shen Yongping. The effect of change in glacierized area on calculation of mass balance in the Glacier No.
 1 at the headwaters of Ürümqi River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33 (1): 1-7. [王国亚, 沈永平.
 天山乌鲁木齐河源1号冰川面积变化对物质平衡计算的影响
 [J]. 冰川冻土, 2011, 33(1): 1-7.]

A Simulation of Glacial Runoff at Headwaters of the Ürümqi River

YANG Miao¹, YE Bai-sheng^{2, 3}, PENG Pei-hao¹, HAN Tian-ding^{2, 3}, GAO Hong-kai^{2, 3}, CUI Yu-huan^{2, 3}, WANG Jie^{2, 3}, GAO Ming-jie^{2, 3}

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu Sichuan 610059, China; 2. State Key Laboratory

of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy

of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China ; 3. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering

Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: The HBV model was applied to simulate the runoff of the Glacier No. 1 at the Headwaters of the Urumqi River, while the degree-day model was used to calculate ice and snow melt. Using measured hydro-meteorological data during 1980-2006 and five glacier area topographic maps as the model input, the daily runoff of the watershed were simulated. Also, it is emphatically analyzed how the degree-day factor and glacier area fluctuation impact the glacial meltwater runoff. The results show that the adjusted degree-day factor and glacier area are able to make the simulation results greatly improved, which proved the model itself being highly sensitive to the degree-day factor. In a long time scale, simulation of glacier runoff and mass balance should update glacier area annually,

as a variable in order to improve the simulation accuracy. Based on the above considerations, the runoff and soil evaporation are simulated from1980 to 2006. Based on the principle of water balance, the mass balance and glacier ice volume sequences in the watershed are calculated, while the simulation results of the model are compared and validated. It is found that glacier area change would affect the runoff simulation for a longer time scale, and should not be ignored. It would make the simulated runoff larger than the actual one if the glacier area is a constant. The average error due to glacier are change is about 7% in the past 26 years for the Glacier No 1 at the headwaters of the Urumqi River.

Key words: HBV model; glacier runoff; degree-day factor; glacier area change; glacier volume change