

SRM 融雪径流模型在西天山巩乃斯河流域的应用实验

马虹^{①②} 程国栋^①

(^①中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; ^②大连大学化工系, 大连 116622.)

E-mail: mahong@dalinu.com)

摘要 为了验证 SRM 融雪径流模型在内陆干旱气候环境条件下的适用性, 在西天山巩乃斯河流域开展了模型的应用实验研究. 实验结果表明: 融雪径流模拟结果的两个拟合优度指标值分别是 Nash-Sutcliffe 系数(R^2) = 0.87 和体积差(D_V) = 0.90%, 和在国外 25 个国家的近 80 个流域的应用结果比较, 达到了比较好的模拟效果, 也显示出该模型在我国西部内陆干旱地区的良好应用前景. 在模型成功模拟融雪径流的基础上, 利用 SRM 模型并结合气候情景进行了气候变化对积雪和融雪径流影响的模拟. 结果表明: 在气温升高的情况下, 积雪的消融期明显提前, 径流也随之发生变化. 由于积雪对温度的变化十分敏感, 所以在以冰雪融水补给型的山区流域, 气候变化, 特别是气温升高对融雪径流的影响会十分显著, 而对径流影响结果的一个最为重要的特征是径流在时间分布上的改变.

关键词 SRM 融雪径流模型 模型适用性实验 融雪径流模拟 气候变化分析 西天山

SRM 融雪径流模型(snowmelt-runoff model)是一种设计用来模拟和预报山区流域径流的水文模型^[1]. SRM 模型是由 J.Martinec 在 1975 年提出, 最初只是在欧洲的一些小流域应用. 随着遥感技术方法的引入, 模型得到了改进并且能够应用到一些更大的流域中. 到目前为止, 模型已经在 25 个国家的近 80 个不同的流域得到应用, 大都取得了比较理想的结果. 该模型成功地通过了世界气象组织进行的模型比较评价测试和实时的径流预报测试^[2,3].

SRM 是一种相对比较简单的使用度日因子法的水文模型. 根据世界气象组织报告中所提出并且使用的分类方法, SRM 被归类为确定性、概念性、分布式和基于物理原理的一类水文模型^[4], 也是为数不多的采用遥感数据作为模型输入变量的水文模型. 日气温、日降水和流域(或流域分带)的积雪覆盖率是模型的 3 个基本的输入变量. 日气温和日降水是常规的气象观测数据, 积雪覆盖率是由遥感数据进行计算. 另外模型还有若干参数, 模型的参数基本上可由流域本身的特点确定. SRM 是一种简单易用, 精度较高的水文模型. 特别是能够在资料相对缺乏, 地面观测难于进行的高山流域中应用, 这也是 SRM 模型最为突出的特点.

西天山地区是我国西北干旱区的一个多降水中心之一, 积雪和冰川分布广泛, 众多高山流域冰雪水资源也相当丰富. 同时, 这里山体高大, 地形复杂,

气候条件多样, 也存在着测站稀少和资料缺乏的情况. 采用遥感技术进行山区流域的积雪监测, 并使用积雪遥感数据输入 SRM 模型进行融雪径流的模拟和预报, 对于该地区与积雪相关的洪、旱灾害的监测与预报, 水文、水资源的管理都具有重要的实用价值. 由于西天山地处欧亚大陆腹地, 受大陆性气候影响, 所形成积雪的物理、水文特性和海洋性气候条件下形成的积雪有很大的不同, 属于典型的“干寒型”积雪. 其积雪水文过程也具有其独特的地域性特点. 虽然 SRM 模型在世界范围内进行过广泛的测试和应用, 但大多集中在北美、西欧、南亚、日本等湿润和半湿润地区, 还没有见到在内陆干旱地区的应用先例. 为此, 本文以西天山巩乃斯河流域为研究区, 以该地区多年在积雪物理、积雪气候、积雪水文和积雪遥感等方面的研究成果为基础, 开展 SRM 模型的适用性实验. 重点对模型变量数据的获取和处理方法、模型参数的确定等进行研究. 模型模拟结果与实测数据进行了对比验证, 采用两个模型拟合优度指标进行评测, 并将模型结果与该模型在世界其他不同地区应用的结果进行了比较和评价. 在模型模拟融雪径流的基础上, 采用 SRM 模型结合气候情景的方法进行气候变化对积雪和融雪径流影响的模拟, 并对其结果进行分析和评估.

1 模型结构

SRM 的计算原理是分别计算每天的融雪和降水

所产生的水量,并将他们叠加到所计算的退水流量上,得到每天的日径流量. SRM 模型的计算公式如下^[1]:

$$Q_{n+1} = \left[c_{Sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_{Rn} P_n \right] \cdot \frac{A \cdot 10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1}, \quad (1)$$

式中, Q 是日均流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); c 是径流系数, 其中 c_S 和 c_R 分别为融雪和降雨的径流系数; a 是度日因子 ($\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$), 表示单位度日因子的融雪深度; T 是度日因子数 ($^\circ\text{Cd}$); ΔT 是根据温度直减率在不同高程进行温度插值后度日数的调整值 ($^\circ\text{Cd}$); S 是积雪覆盖面积和流域面积的比值, 流域积雪覆盖率; P 是降水形成的径流深 (cm), A 是流域或者是流域分带的面积 (km^2); k 是退水系数, 表示在没有融雪或降雨的时间段里径流下降值; n 是径流计算时间段的日数序列; 10000/86400 则是径流深到径流量的换算系数. 在 SRM 模型当中, T , S 和 P 是 3 个模型的输入变量. c_R , c_S , ΔT , k 和径流滞时 (L) 都是模型的基本参数, 是在一定地理气候条件下流域的基本水文特征.

2 模型的参变量及其确定

2.1 流域特征参数

(i) 流域和流域分带面积. 流域和流域分带面积是 SRM 模型中的基本参数, 由流域本身的特点决定. 流域面积可以使用不同比例尺的地形图来确定. 如果有流域的数字高程模型 (DEM), 流域和流域分带及其面积的确定也可以利用地理信息系统 (GIS) 的相应功能实现. 巩乃斯河流域实验水文控制断面处在天山积雪站 ($43^\circ 16' \text{N}$, $84^\circ 24' \text{E}$; 海拔 1800 m). 流域的海拔高度范围从 1800~4200 m, 水文控制断面以上的集水面积为 940 km^2 .

(ii) 面积-高程曲线. 流域的面积-高程曲线在 SRM 模型中的目的是确定每个高程分带的平均高程, 分带的平均高程则用来对每个分带的度日因子数进行插值计算. 分带内平均高程的选取原则是带内平均高程以上和以下的面积相等, 同样, 使用 DEM 和 GIS 空间分析的方法可以方便地得到面积-高程曲线以及各个高程分带的平均高程. 表 1 是按 440 m 等高距分带的 5 个高程带及各高程带的面积、高程范围和平均高程.

2.2 模型变量

(i) 气温和度日数. 在 SRM 模型中, 气温是以

表 1 巩乃斯河流域的高程分带、各分带的面积及平均高程

高程带	高程范围/m	面积/ km^2	占流域面积/%	平均高程/m
A	1800~2240	99	10.5	2113.6
B	2240~2680	267	28.4	2448.2
C	2680~3120	190	20.3	2899.4
D	3120~3560	221	23.5	3346.1
E	3560~4200	163	17.3	3727.4
全流域	1800~4200	940	100	—

度日数的形式表现的. 气温是积雪消融能量平衡过程中的一个比较合理的综合指标, 而且容易获取、进行插值和预报. 为了计算日融雪水深, 度日数采用气温的观测值来进行计算. 一般情况下, 可用下式来确定平均度日数:

$$\bar{T} = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}, \quad (2)$$

其中, $\bar{T}$ 为日平均气温值, 也就是平均度日数; $T_{\max}$ 和 $T_{\min}$ 分别为日最高和最低气温值. 那么每个高程带平均高程处的度日数调整值为

$$\Delta T = \gamma \cdot (h_{st} - \bar{h}) \cdot \frac{1}{100}, \quad (3)$$

式中, γ 是流域的温度直减率, h_{st} 是气象基站的海拔高度, $\bar{h}$ 是高程分带的平均高程.

(ii) 降水. 在融雪期间, 降水往往有两种情况, 即降雪和降雨. 区分这两种情况是采用临界温度值的办法, 大于临界温度为降雨, 反之为降雪. 一般情况下, 选择的临界温度要比冰点温度稍高一些, 但是在不同的流域情况有所不同. SRM 通过温度临界值和降雨贡献面积的控制选项, 来确定降水形式和控制这部分降水在径流计算中的作用.

(iii) 流域的积雪覆盖率. 在融雪期, 积雪的不断消融和流域积雪覆盖率的不断缩小是一个非常显著的特征. 积雪覆盖率在 SRM 中是一个非常重要的输入变量, 它每日的数值是从所谓的积雪覆盖率衰减曲线中读取获得. 而积雪覆盖率的衰减曲线是使用由一系列、有一定时间间隔的遥感图像经过积雪制图得到的. 1992 年融雪期巩乃斯河流域的积雪覆盖率衰减曲线, 由 8 景极轨气象卫星 NOAA/AVHRR 数据经积雪遥感制图得到. 使用流域高程分带图和流域积雪分类图叠加的方法, 并使用 GIS 的信息提取功能分带提取, 得出的各个高程分带积雪覆盖率的数据序列按时间在图上点绘, 制作出该流域的积雪覆盖率衰减曲线 (图 1).

2.3 模型参数

(i) 径流系数. 在 SRM 当中, 径流计算时融雪

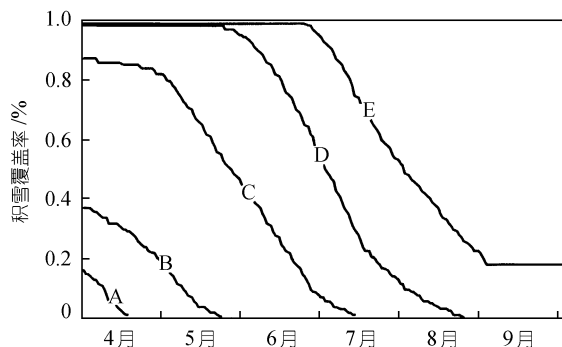


图1 巩乃斯河流域5个高程带的积雪覆盖率衰减曲线
径流系数和降雨径流系数分别考虑. 本文中的融雪和降雨径流系数根据巩乃斯河流域的地理气候特点选取并且在模型模拟的最初阶段适当调整.

(ii) 度日因子. 度日因子在 SRM 模型中是用来计算融雪水深的一个核心参量, 它和度日数与融雪水深的关系为:

$$M = a \cdot T, \quad (4)$$

式中, M 为融雪水深, a 为度日因子, T 为度日数. 度日因子可以由实验确定. 在没有实验数据的情况下, 度日因子可以由以下经验公式得到^[5]:

$$a = 1.1 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad (5)$$

式中, a 是度日因子, ρ_s 为积雪的容重, ρ_w 为水的容重. 本文实验中采用这种方法, 并使用天山积雪站融雪期的多年平均积雪容重计算度日因子, 并在不同的高程带和不同的融雪阶段进行适当的调整.

(iii) 温度直减率. 温度直减率也是一个很重要的模型参数. SRM 的模拟结果对于温度直减率的变化非常敏感. 对于处在高远山区的流域, 气象观测点一般很少. 可以更多地参考其他的资料并结合一定的经验进行调整, 以达到比较好的模拟结果.

叶佰生^[6]根据在伊犁河流域的 10 个气象站过去 35 年的资料统计, 得出在融雪期(3~9月)的平均温度直减率在 $0.53 \sim 0.77^\circ\text{C}/100\text{m}$ 之间. 由于巩乃斯河流域在天山积雪站以上没有气象观测数据, 本文实验中在参考叶佰生统计资料的基础上, 在融雪径流的模拟过程中不同季节使用了不同的流域温度直减率.

(iv) 临界气温值. 临界气温值是指区分降雨和降雪两种降水状况的平均气温值. 临界气温值一般要高于 0°C , 随着融雪季节的进行, 临界温度值逐渐接近 0°C . 根据积雪站多年的气象观测资料统计^[7], 在本实验研究中临界温度取值范围采用 $0.75 \sim 2.5^\circ\text{C}$.

(v) 降雨贡献面积. 降雨贡献面积也是根据融

雪期的不同阶段而设置的一个控制参数. 在 SRM 模型中有选项来控制融雪期不同阶段的降雨贡献形式, 使用时可以确定具体的日期以区分融雪期的不同阶段.

(vi) 退水系数. 退水系数在 SRM 模型中是一个很重要的模型参数, 因为由它可以确定和反映出每日融水能直接补给到径流量中的部分. 退水系数可以由实测的历史径流数据由以下计算公式得到:

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y}, \quad (6)$$

式中, Q_n 是日径流量; x 和 y 是两个常量, 对于给定流域有其确定的值. 为了确定公式中的 x 和 y 值, 可以把研究期内的实际日径流量 Q_n 和 Q_{n+1} 对应绘制在对数表上. 图 2 是巩乃斯河流域 1992 年融雪期的退水过程散点图, 在一般情况下, 采用介于 $1:1$ 线和下廓线之间的中线来确定(6)式中的 x 和 y 值.

根据巩乃斯河的流域特点, 选择介于 $1:1$ 线和下廓线之间的中线来确定 x 和 y 值. 为此根据 $k = Q_{n+1}/Q_n$, 在中线上选取两个点, 分别是: $Q_1 = 33.2\text{m}^3/\text{s}$ 和 $Q_2 = 4.7\text{m}^3/\text{s}$, 并分别计算得到: $k_1 = 0.8615$ 和 $k_2 = 0.9362$, 将这两对值分别代入(6)式, 得到: $x = 0.99$ 和 $y = 0.0423$. 因此, 巩乃斯河流域 1992 年融雪期的退水系数公式便可写为:

$$k_{n+1} = 0.99 Q_n^{-0.0423}. \quad (7)$$

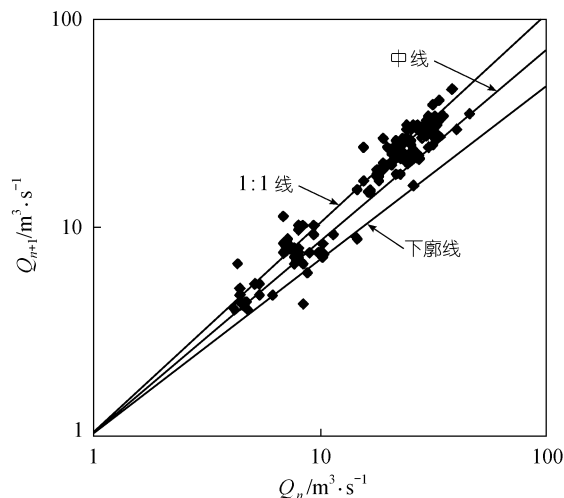


图2 巩乃斯河流域 1992 年融雪期的退水过程散点图

3 融雪径流模拟和结果评价

根据 SRM 模型建模中所确定的模型参数(表 2), 和由巩乃斯河 1992 年实测的降水、气温资料, 以及经积雪遥感制图得到的积雪覆盖率, 使用 SRM 模型

表 2 巩乃斯河流域 1992 年融雪期 SRM 模型参数

高程带/m	月份	度日因子/ cm·(℃·d) ⁻¹	融雪径流系数	降雨径流系数	温度直减率(℃/100 m)	温度临界值/℃	降雨贡献 面积(RCA)	融雪径流 滞时/h
1800~2240	4 月	0.25/0.3	0.3	0.6	0.65	2.5	1	18
	5 月	0.3/0.35	0.3/0.25	0.6/0.55	0.65	2.5	1	18
	6 月	0.3/0.35	0.2	0.5	0.75	2	1	18
	7 月	0.35	0.2	0.45	0.75	0.75	1	18
	8 月	0.35	0.3	0.6	0.70	0.75	1	18
	9 月	0.35	0.3	0.6	0.60	0.75	1	18
2240~2680	4 月	0.25	0.35	0.65	0.65	2.5	0	18
	5 月	0.25/0.3	0.35/0.3	0.65/0.6	0.65	2.5	1	18
	6 月	0.3	0.25	0.55	0.75	2	1	18
	7 月	0.3/0.35	0.25	0.5	0.75	0.75	1	18
	8 月	0.35	0.35	0.55	0.70	0.75	1	18
	9 月	0.35	0.35	0.55	0.60	0.75	1	18
2680~3120	4 月	0.25	0.4	0.65	0.65	2.5	0	18
	5 月	0.25/0.3	0.4/0.35	0.65/0.6	0.65	2.5	0/1	18
	6 月	0.3	0.3	0.55	0.75	2	1	18
	7 月	0.3/0.35	0.3	0.5	0.75	0.75	1	18
	8 月	0.35	0.4	0.55	0.70	0.75	1	18
	9 月	0.35	0.4	0.55	0.60	0.75	1	18
3120~3560	4 月	0.25	0.45	0.65	0.65	2.5	0	18
	5 月	0.25/0.3	0.45/0.4	0.65/0.6	0.65	2.5	0	18
	6 月	0.3	0.35	0.6	0.75	2	1	18
	7 月	0.3/0.35	0.35	0.55	0.75	0.75	1	18
	8 月	0.35	0.45	0.6	0.70	0.75	1	18
	9 月	0.35	0.45	0.6	0.60	0.75	1	18
3560~4200	4 月	0.25	0.5	0.65	0.65	2.5	0	18
	5 月	0.25/0.3	0.5/0.45	0.65/0.6	0.65	2.5	0	18
	6 月	0.3	0.4	0.6	0.75	2	0/1	18
	7 月	0.3/0.35	0.4	0.6	0.75	0.75	1	18
	8 月	0.35	0.5	0.65	0.70	0.75	1	18
	9 月	0.35	0.5	0.65	0.60	0.75	1	18

得到巩乃斯河流域 1992 年融雪期的日径流量模拟结果, 其结果和实测的日径流量比较见图 3.

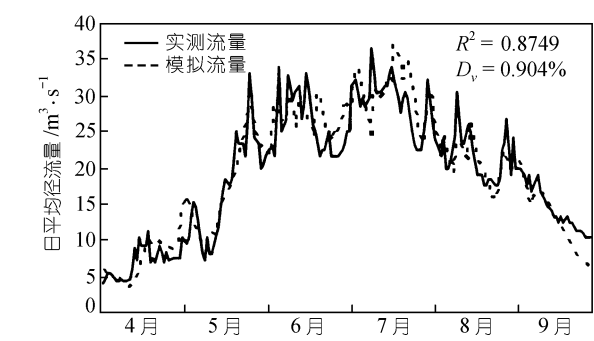


图 3 巩乃斯河 1992 年融雪期实测和模拟的径流量比较

图 3 中实线为实测的日径流过程线, 虚线为模拟的结果. 通过模拟和实测的流量过程线比较, 可以比较直观的检验和评价模拟结果的效果. 另外, SRM 模

型还采用两个常用的精度分析指标来评价模拟结果, 即, 无量纲的拟合优度系数 Nash-Sutcliffe 系数(R^2)和体积差(D_V [%])^[8]:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}, \tag{8}$$

式中, Q_i 是实测的日径流量, Q'_i 是模拟得到的日径流量, $\bar{Q}$ 是模拟得到的整个融雪期的平均径流量, n 是模拟融雪期的总日数. 径流体积差由下式计算:

$$D_V[\%] = \frac{V_R - V'_R}{V_R} \cdot 100, \tag{9}$$

其中, V_R 是实测的融雪期的径流体积, V'_R 是模拟得到的融雪期的径流体积. R^2 的数值范围是 0 到 1, 1 表示模拟结果达到 100% 的模拟精度. D_V 可以是任何数值,

D_V 越小表明模拟的结果越好. 由(8)和(9)两式, 得到融雪径流模拟结果的两个精度指标分别是 $R^2=0.87$ 和 $D_V=0.90\%$. 通过和 SRM 在 25 个国家的近 80 个流域的模拟结果的平均精度 $R^2=0.84$ 和 $D_V=3.8\%$ 进行比较, 其结果达到了比较好的模拟效果.

4 积雪和融雪径流对气候变化响应的模拟

4.1 方法和气候情景

由于 SRM 属于概念性、分布式和基于物理原理的过程响应水文模型, 和采用校正、逼近、寻最优等拟合方法确定模型参数的水文模型不同, SRM 模型参数取决于流域本身的地理、气候和水文特征, 以及基于物理原理的实际观测和实验数据, 因此可以用来进行气候变化对径流影响的模拟和评估^[9]. 不同类型的融雪径流模型已经广泛地应用于气候变化对水文、水资源影响的研究^[10~14]. SRM 模型也有多次在不同地区进行气候变化对径流影响进行模拟的成功应用^[15,16].

SRM 的 3 个模型变量(气温、降水、和积雪覆盖率)也是气候变化的 3 个主要气候变量. 由于降水变化有比较大的不确定性, 而气温升高是 GCMs 比较一致的结论, 也是广泛采用的气候情景之一. 由于积雪的不稳定性和对温度的敏感性, 积雪状况随之发生变化也是一种必然的结果. 气候变化对山区融雪性流域的水文和水资源状况的影响会非常显著. 而在气候变量中, 气温的变化和产生的影响最为明显, 因此也最为人们所关注^[17]. 有研究表明, 气温变化对融雪径流的影响是应该考虑的主要因素^[18]. 为此, 为了得到一个比较清晰的气候变化对积雪和融雪径流影响的结果与情景, 本文采用一组简化的气候情景, 即, 气温比现时气温升高 4°C ; 降水保持不变; 气温升高条件下积雪覆盖率的变化, 并结合 SRM 模型进行模拟并探讨气候变化对积雪和融雪径流的影响. 模拟具体的步骤是: (1) 现在气候条件下融雪径流的模拟; (2) 气温升高 4°C , 积雪覆盖率衰减曲线变化的模拟计算; (3) 根据积雪覆盖率衰减曲线的变化, 相应调整和融雪过程相关的模型参数, 使之和融雪过程在时间上同步; (4) 将气候变化条件下的气温、积雪覆盖率数据输入 SRM 模型, 模拟气候变化条件下的融雪径流; (5) 现在气候条件下和气候变化条件下融雪径流过程曲线的对比和分析.

4.2 模拟结果

图 4 是气温升高 4°C 情况下积雪覆盖率衰减曲线

变化的模拟计算结果. 通过和原积雪覆盖率衰减曲线比较可以看出, 各高程带的积雪覆盖率有明显的变化. 在同一时间, 各高程带气温升高后的积雪覆盖率明显减少, 其中处在流域低海拔高程带(A 带, $1800 \sim 2240 \text{ m}$)的积雪在新的气候条件下已完全消融. 另外一个明显的特征是: 各高程带的融雪期明显前移, 平均提前了大约一个月左右.

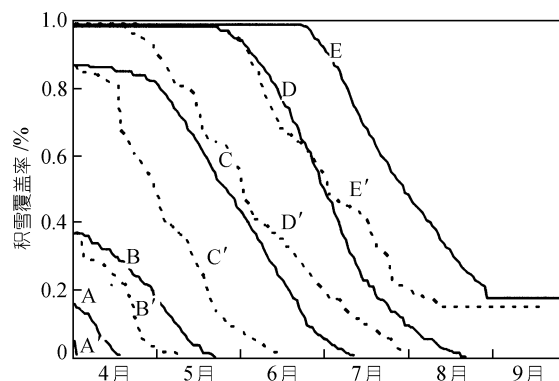


图 4 气温升高 4°C 前后积雪覆盖率衰减曲线变化比较

由于在气温升高的情况下, 积雪覆盖率也相应发生了变化, 所以在使用 SRM 模型进行新气候条件下融雪径流模拟时, 和融雪过程相关的模型参数(度日因子、融雪径流系数)必须相应进行调整, 以保证模型参数的合理性^[15]. 这种符合逻辑的参数变化, 是所有模型在进行气候变化影响的模拟和评估时都必须考虑的^[9]. 为此, 将度日因子和融雪径流系数调整到和新气候条件下融雪期相同的时间段, 再结合气温升高 4°C 和新的积雪覆盖率数据输入模型, 模拟融雪径流的变化. 图 5 是现在气候和气温升高 4°C 条件下模拟得到的径流过程曲线对比. 可以看出, 气温升高 4°C 条件下, 4, 5 和 6 月的径流量明显增加, 由计算得

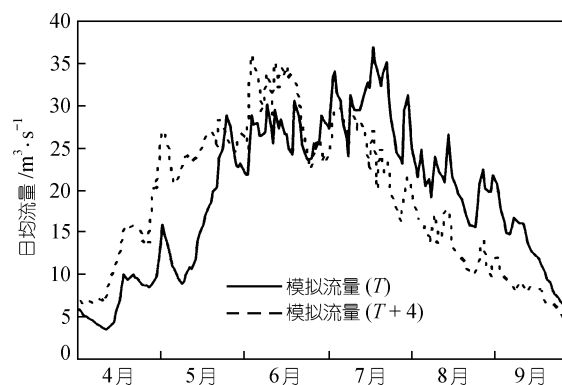


图 5 气温升高 4°C 前后模拟得到的径流过程曲线对比

到,分别增加了 68.11%, 44.19% 和 9.14%; 而 7, 8 和 9 月则分别减少了 27.65%, 49.43% 和 56.68%。整个融雪期,径流量合计减少 9.65%。

通过模拟的结果可以看出,气温升高对山区积雪状况的影响会是十分显著的,主要表现在融雪期的提前和融雪速率的加快,随之导致了融雪径流在时间分布上发生的显著变化。另外一个可以预料的结果是,由于气温的升高,融雪期提前,会有相当部分的融雪径流产生在 4 月之前,使得冬季径流量有所增加。另外气温升高导致的降雨和降雪的比例变化,也会使得冬季径流量有所增加,因而使得径流量在全年内时间分布上发生变化。

5 结论

SRM 是一种相对比较简单的使用度日因子法的水文模型。该模型能够以融雪径流模拟、融雪径流预报和气候变化对径流的影响模拟 3 种模式运行,满足不同的应用需求。SRM 模型的一个主要特点是引入了积雪遥感数据作为模型的 3 个驱动变量之一,提高了模型的精度也扩大了模型的应用范围。在高山山区、人员难以到达和资料缺乏的地区,模型同样能够取得比较好的应用效果。西天山众多高山流域冰雪资源丰富,也同样存在测站稀少和资料缺乏的情况,使用 SRM 是一个符合实际的选择。

通过在巩乃斯河流域的实验研究表明,SRM 融雪径流模型可以成功地应用于该地区。融雪径流模型模拟结果的两个拟合优度指标值分别是: Nash-Sutcliffe 系数(R^2) = 0.87 和体积差(D_v [%]) = 0.90%。和国外 25 个国家的近 80 个流域的应用结果比较,达到了比较好的模拟效果。通过在西天山山区流域进行 SRM 模型的实验研究,不仅能够验证 SRM 模型的适用性,也显示出该模型在该地区良好的应用前景。

采用气候情景结合水文模型的方法,本文使用 SRM 气候变化对积雪和径流影响的模拟功能,以巩乃斯河流域为例,进行了气候变化对积雪和径流影响的模拟计算。模拟结果表明:在温度升高 4℃ 的情况下,流域积雪的消融期明显提前,在同一时间段里,流域各高程带的积雪覆盖率和原数值相比也下降的十分明显。由于积雪状况的改变,融雪径流也随之发生变化。比较明显地反映在整个水文过程线在时间上明显前移,改变了径流在时间分布上的原有形式。由于积雪对温度的变化十分敏感,所以在以冰雪融水补给型的山区流域,气候变化,特别是气温升高对融雪径流的影响会十分显著,而对径流影响的结果

的一个最为重要的特征是径流在时间分布上的改变。

致谢 衷心感谢美国农业部农业研究中心水文遥感实验室的 A. Rango 博士、E. Landesa 博士,瑞士联邦积雪和雪崩研究所的 J. Martinec 博士和瑞士伯尔尼大学地理系的 F. M. Baumgartner 博士,他们为本项工作提供了大量的遥感数据和参考资料,并且在积雪遥感制图和 SRM 水文模型的建模工作中给予了许多指导和帮助。本工作受国家自然科学基金重点项目(批准号: 40235053)和中国科学院资源与生态环境研究重大项目(kz951-b1-213)资助。

参 考 文 献

- 1 Martinec J, Rango A, Roberts R. The Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual (Updated Edition 1998, Version 4.0). Berne: University of Berne, 1998. 7 ~ 30, 45~57
- 2 WMO. Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. Operational Hydrological Report No.23. Geneva: WMO, 1986
- 3 WMO. Simulated Real—Time Intercomparison of Hydrological Models. Operational Hydrological Report No.38. Geneva: WMO, 1992
- 4 Becker A, Serban P. Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation. Operational Hydrological Report No.34. Geneva: WMO, 1990
- 5 Martinec J, Rango A. Parameter values for snowmelt runoff modelling. Journal of Hydrology, 1986, 84: 197 ~ 219
- 6 叶佰生. 伊犁河流域降水和气温的若干特征. 干旱区地理, 1997, 20(1): 46~52
- 7 徐俊荣. 天山地区影响稳定积雪形成的初始气候条件研究. 干旱区地理, 1996, 19(4): 51~55
- 8 Martinec J, Rango A. Accuracy of snowmelt runoff simulation. Nordic Hydrology, 1989, 12(4/5): 265~274
- 9 Rango A. The response of areal snow cover to climate change in a snowmelt runoff model. Annals of Glaciology, 1997, 25: 232 ~ 236
- 10 Gleick P H. Climate change, hydrology, and water resources. Reviews of Geophysics, 1989, 27: 329~344
- 11 Cooley K R. Effects of CO₂ induced climate changes on snow-pack and streamflow. Hydrological Sciences Journal, 1990, 35: 511~522
- 12 Pougoulia D. Hydrological response of a medium-sized mountainous catchment to climate change. Hydrological Sciences Journal, 1991, 36: 525~547
- 13 Brubaker K, Rango A. Response of snowmelt hydrology to climate change. Hydrologic Processes, 1996, 10(10): 1329~1343
- 14 Rango A, Martinec J. Effects of global warming on runoff in mountain basins representing different climate zones. In: Wheeler H, Kirby C, eds. Hydrology in a Changing Climate. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 1998. 132 ~ 139
- 15 Van Katwijk V K, Rango A, Childress A E. Effect of simulated climate change on snowmelt runoff modeling in selected basins. Water Resources Bulletin, 1993, 29(5): 755 ~ 766
- 16 Rango A, Martinec J. Areal extent of seasonal snow cover in changed climate. Nordic Hydrology, 1994, 25: 233~246
- 17 Nash L L, Gleick P H. The sensitivity of streamflow in the Colorado Basin to climate change. Journal of Hydrology, 1993, 125: 221~241
- 18 Rango A. Effects of climate change on water supplies in mountainous snowmelt regions. World Resource Review, 1995, 7(3): 315~325

(2003-03-20 收稿, 2003-07-14 收修改稿)