文章编号:1672-3031(2017)06-0460-08

内陆河流域山区温度和冻土作用下的径流过程模拟

韩 琳[1], 袁秀忠[2], 张飞云[3]
(1. 黄河水利委员会 信息中心, 河南 郑州 450004; 2. 黄河水利委员会 水文局, 河南 郑州 450004;
3. 新疆农业大学 管理学院, 新疆 乌鲁木齐 830052)

摘要: 在我国西北干旱区以季节性积雪融水为重要补给源的山区流域, 温度通过影响土壤冻融循环而间接对径流产生影响。为了更好地模拟以积雪融水为重要补给水源的高寒山区的径流过程, 判断不同温度指标以及冻土对径流的影响, 本研究以开都河流域为例, 通过改进基于系统动力学原理构建的水文模型, 分析了用正积温和平均温度估算融雪速率, 以及是否考虑冻土影响条件下模型对径流的模拟能力, 用相关系数、Nash-Sutcliffe效率系数、均方根误差和观测标准差等评价指标对不同方案下模型的模拟能力进行了评价。结果表明用正积温估算融雪速率同时考虑季节性冻土影响情况下模型的模拟能力最高, 从而证实了正积温能够更好地计算积雪融水、模拟融雪径流, 且在高寒山区季节性冻土广泛发育的地区, 考虑冻土的影响十分必要。

关键词: 正积温; 土壤冻融; 融雪径流; 开都河流域
中图分类号: P333 **文献标识码**: A **doi**: 10.13244/j.cnki.jiwhr.2017.06.009

1 研究背景

在我国西北干旱区以高山冰川积雪融水为主要补给源的河流, 气温和降水是影响径流的两大主要因素[1], 其中气温直接影响积雪融化, 对径流的影响最大[2]。当前, 气温对融雪径流的直接作用已得到公认, 但是气温对径流间接影响方面的研究却较少。

Zhang等[3]研究了发源于高寒区域的山区性河流春季洪峰的形成因素, 认为影响春季融雪径流及洪峰的主要因素为冬季降雪量、冬季负积温和春季正积温。认为虽然冬季负积温和春季正积温不能带来水源直接影响径流, 但由于其能影响土壤的冻融状况, 从而间接影响了春季径流与洪峰。在春季融雪期, 当土壤处于完全冻结时, 土壤对水分入渗率几乎为零, 地表融雪水和雨水几乎全部补给径流; 随着气温升高, 土壤开始逐渐融化, 土壤的水分入渗率也随之增大, 此时地表融雪水和雨水对径流的补给作用也相应减弱。土壤的冻结状况还能使土壤的自由含水量发生变化[4-6]。当土壤完全冻结时, 土壤自由含水量最小; 当土壤开始溶化后, 其自由含水量也逐渐增大, 当土壤完全解冻时, 其自由含水量可达到饱和。土壤的冻融状况影响土壤的物理状态及土壤水分变化情况, 从而间接影响径流量。

Li等[7]将气温作为影响积雪融水的主要因素, 采用系统动力学原理构建了积雪水文模型, 通过日平均气温的变化来判断土壤的物理状态, 进而模拟土壤结冻解冻对径流过程的影响。但是日平均气温难以反映温度的日变化对积雪融化的影响。一天内大于0 ℃的正温度能够融化一定量的积雪, 对径流产生一定影响; 如果一天内大于0 ℃的时间较短, 且大于0 ℃的瞬时温度不是很高, 做日内平均处理后, 有限时间段内大于0 ℃的正积温就会被平均掉, 无法反映正气温产生的融雪对径流的补给。为了弥补这一缺陷, Yu等[8]利用正积温计算积雪融水进而模拟以积雪融水为主要补给源地区的径流量。

为了更好地模拟高寒山区以积雪融水为重要补给水源的径流过程, 判断不同温度指标以及冻土对径流的影响, 本文以新疆天山中段南坡的开都河流域为研究区, 用正积温代替平均温度建立研究

收稿日期: 2016-05-11
基金项目: 新疆维吾尔自治区重点实验室专项资金(2014KL015)
作者简介: 韩琳(1978-), 女, 陕西渭南人, 高级工程师, 主要从事遥感技术应用研究。E-mail: hanlin@yrcc.gov.cn
通信作者: 张飞云(1987-), 女, 山西晋城人, 讲师, 主要从事水文与水资源研究。E-mail: feiyun42265@126.com

区融雪径流模型，通过调整不同深度土壤水分入渗率和渗透率来改进Li等[7]提出的水文模型。应用改进的模型模拟开都河流域1984年、1988年以及1994年3个典型年份的径流，并将模拟结果与度日因子相比较，评价改进模型对开都河流域径流过程的模拟能力。

2　研究区域概况

开都河流域(42°43′—43°21′N，82°58—86°05′E)位于新疆天山南坡，属于典型的干旱区内陆河流域，发源于天山山系的萨尔明山，流经大尤尔都斯盆地和小尤尔都斯盆地，经大山口水文站流出山口，如图1。径流的主要补给源包括降雨，积雪融水，地下水等。研究区地势北高南低，高山，峡谷，盆地交错排列。区内分布有位于流域中部的巴音布鲁克气象站(2 458 m)和位于出山口的大山口水文站(1 400 m)，出山口以上流域面积18，725km^2[9]，平均海拔高度3 100 m。根据巴音布鲁克气象站的观测数据，该区年平均气温为4.6 ℃，年最低气温为-48.1 ℃，最大积雪深度12 cm，年积雪139.3 d[10]。研究区内冰川面积占整个研究区的2.36 %[11]，且分布有中国第二大高寒草原-巴音布鲁克大草原。由于受积雪融水和降雨共同补给，容易在每年4—5月份形成由积雪融水引起的春季洪峰，6—8月份形成由强降雨引起的夏季洪峰。

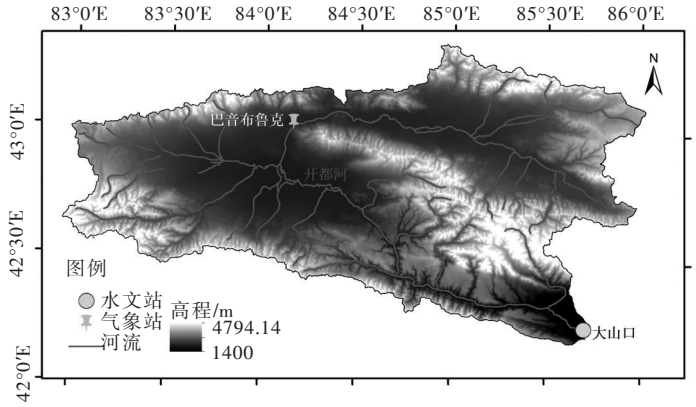


图1　研究区概况

3　研究方法

根据垂直方向上的水量平衡，Li等[7]设置了5个状态变量来模拟径流量：积雪雪水当量(cm)、植被截留量(cm)、表土层蓄水量(cm)、根系层蓄水量(cm)以及地下水层的含水量(cm)。基于系统动力学方法构建了如下水文模型结构[7]：

$$dS_1/dt = P_{SF} - R_{SM} \tag{1}$$

$$dS_2/dt = R_{CI} - R_{EC} \tag{2}$$

$$dS_3/dt = R_I - R_{E1} - R_{F1} - R_{P1} \tag{3}$$

$$dS_4/dt = R_{P1} - R_{E2} - R_{F2} - R_{P2} \tag{4}$$

$$dS_5/dt = R_{P2} - R_{BF} \tag{5}$$

$$R_{of} = (R_{SM} + P_r) - R_{CI} - R_I \tag{6}$$

$$R_{BF} = (S_5 - S_{5n})/c \tag{7}$$

$$R = R_{of} + R_{F1} + R_{F2} + R_{BF} \tag{8}$$

$$Q = SMTH3\left(RA,\ t_{\mathrm{d}},\ Q_i\right)r \tag{9}$$

式中：S_1、S_2、S_3、S_4、S_5分别为积雪雪水当量、植被截留水量、表土层蓄水量、根系层蓄水量以及地下水含水量，cm；P_{SF}和P_{r}分别为日降雪量和日降雨量，cm/d；R_{SM}代表日积雪融水，cm/d；R_{CI}为日植被截留水分，包括雨水和积雪融水，cm/d；R_{EC}、R_{E1}和R_{E2}分别为日植被层、表土层以及根系层的蒸散发量，cm/d；R_{I}为表层土壤的入渗率，cm/d；R_{P1}和R_{P2}分别为土层和根系层的土壤渗透率，cm/d；R_{F1}和R_{F2}分别为表土层和根系层的壤中流，cm/d；R_{BF}为基流，cm/d；R_{CI}为植被的截留率，cm/d；S_{5n}为基准地下水位；c是基流系数；R_{of}为地表径流，cm/d；R为可用于形成流域河流流量的总水量，cm/d；Q为与R相应的河流流量，（$\mathrm{m^3/s}$）；$SMTH3$为一个三阶平滑函数；A为研究区的流域面积，$\mathrm{km^2}$；t_{d}为平均延迟时间；Q_i为初始净流量，（$\mathrm{cm\cdot km^2/d}$）；r为将$\mathrm{cm\cdot km^2/s}$转换为$\mathrm{m^3/s}$的转换系数。对该水文模型的具体过程和算法详见文献[7]。

对于积雪融化模块，文献[7]的做法是：

$$R_{\mathrm{SM}} = \alpha T \tag{10}$$

式中：α为度日因子；T为平均气温，℃。

用日正积温（AT）代替平均气温计算积雪融水，公式改进如下：

$$R'_{\mathrm{SM}} = \alpha'(AT) \tag{11}$$

$$AT = \int_{\mathrm{I}}^{24} T_{\mathrm{hr}}\,\mathrm{d}t,\ \ 当T_{\mathrm{hr}} > 0 \tag{12}$$

$$T_{\mathrm{hr}} = T + \frac{\left(T_{\mathrm{mx}} - T_{\mathrm{mn}}\right)}{2} \times \cos\left(a \times \left(hr - 15\right)\right) \tag{13}$$

式中：R'_{SM}和α'分别为修正后的积雪融水和度日因子；T_{hr}为hr小时的气温；T_{mx}和T_{mn}分别为一天中的最高气温和最低气温；a为一个常数，其值为0.2618。正积温是通过对日小时气温（T_{hr}）有限积分处理得到的，日小时气温是通过假设每日的气温变化符合余弦规律，一天中最高气温发生在15:00，然后通过公式（13）计算得到[12]。

土壤水分入渗率与土壤的冻结状态密切相关。当土壤完全冻结时，水分入渗率基本为0。随着冻结土壤的不断解冻，土壤的水分入渗率逐渐增大，直至完全解冻后土壤水分入渗率达到最大。原系统动力学模型在模拟冻土对径流的影响部分只考虑了地表土壤的冻结状态，判定土壤物理状态的主要指标是气温。然而，随着时间的变化，不同深度土壤的冻结状态是不一致的，且深层土壤冻结状态主要受控于地温[13]。为了更好地反映不同深度土壤冻结状态对径流的影响，本文将原来模型中只考虑表层土壤的物理状态扩展为3层：表层、20 cm深度层和40 cm深度层。20 cm和40 cm深度处的土壤水分入渗率主要受土壤温度影响，其相应的土壤渗透率计算公式如下：

$$R_{\mathrm{p1}} = \begin{cases} c_3\left(S_{\mathrm{ms}} - S_{\mathrm{mss}}\right)^3 C_{ti}, & 当S_{\mathrm{ms}} - S_{\mathrm{mss}} > 0.01,\ 且T_{20} > 0 \\ 0, & 当S_{\mathrm{ms}} - S_{\mathrm{mss}} \leqslant 0.01,\ 或T_{20} \leqslant 0 \end{cases} \tag{14}$$

$$R_{\mathrm{P2}} = \begin{cases} c_4 S_{\mathrm{mss}}^{\lambda}, & 当T_{40} > 0 \\ 0, & 当T_{40} \leqslant 0 \end{cases} \tag{15}$$

式中：c_3和c_4分别为表层土壤和根系层土壤的入渗率，cm/d；S_{ms}和S_{mss}（无量纲）分别为表土层和根系土壤层中的有效土壤饱和含水量；λ为用来描述饱和土壤含水量对渗透量影响的指数；C_{ti}为温度对土壤物理状态的影响因子（无量纲）；T_{20}和T_{40}分别为20 cm和40 cm深度的土壤温度；当底层土的温度低于0℃时，土壤处于结冻状态。

20 cm深度和40 cm深度的土壤温度通过人工神经网络的方法获得。本研究用巴音布鲁克站2005年的土壤温度数据来训练一个（2.10.1）结构的人工神经网络模型，并用巴音布鲁克站2006年的土壤温度数据来验证该人工神经网络模型。验证结果表明训练和验证的土壤温度数据与实测数据的相关系数均大于0.95，均方根误差均小于8，平均绝对误差小于3（表1）。表明该结构的人工神经网络模型可

表1　人工神经网络模型模拟土壤温度结果

	20cm深度的土壤温度		40cm深度的土壤温度	
	训练年份	验证年份	训练年份	验证年份
相关系数	0.98	0.98	0.95	0.96
均方根误差	4.89	4.21	7.70	6.04
平均绝对误差	1.66	1.62	2.08	1.94

以用于模拟土壤温度。本研究将模拟得到的土壤温度数据作为系统动力学模型的输入数据来模拟开都河流域径流。

4　结果与讨论

4.1　数据及预处理　本研究选取开都河流域1984、1988和1994年3个年份的降雪和气温数据进行研究。1983年10月至1984年3月冬季降雪量较少(雪水当量为38.2 mm)，冻结较深(冬季负积温为-3782.7 ℃)且春季正积温偏低(平均正积温为59.4 ℃)，春季洪峰相对偏小(洪峰峰值为226 m^3/s)；1987年10月至1988年3月降雪量较大(雪水当量为42.5 mm)，冻结较深(冬季负积温为-3686.2 ℃)，但春季正积温较高(平均正积温为89.8 ℃)，春季洪峰较大(洪峰峰值为295 m^3/s)；1993年10月至1994年3月冬季降雪量较少(雪水当量为27.1 mm)，冬季较暖(冬季负积温为-2801.6 ℃)，但春季正积温较低(平均正积温为37.3 ℃)，春季洪峰偏低(洪峰峰值为233 m^3/s)。

由于研究区的海拔跨度比较大，导致地形条件和物理环境等有很大差异。为了将不同的环境条件区分开来，本文根据径流的补给形式将研究区划分为3个带：高山带(>3 950 m)——以冰川融水为主要补给源的地区；中山带(2 675~3 950 m)——以积雪融水补给为主，降雨补给为辅的地区；低山带(1 400~2 675 m)——以降雨为主，积雪融水为辅的地区。高山带在夏秋季节仍有部分冻土存在，而中山和低山带基本为季节性冻土。由于研究区气象水文站点稀少，不同高程带内的气温(包括最高气温，最低气温，正积温)、土壤温度和降水数据均通过温度递减率/降水递增率方法[14]计算得到相应的指标值。以位于中山带的巴音布鲁克站点为基准，通过模型拟合的方法得到3个带的温度递减率和降水递增率。随着海拔高度的升高，3个带的温度递减率分别为0.45 ℃/100 m，0.45 ℃/100 m和0.65 ℃/100 m；3个带的降水递增率分别为0.0267 mm/100 m，0.0416 mm/100 m和0.0416 mm/100 m。气温和降水有随海拔高度的升高不断减小和增加的趋势，且气温和降水随海拔高度的变化速率不同，本研究气温和降水的变化率是根据研究区内部和周边的站点(包括库尔勒(932 m)、焉耆(1 056 m)、和硕(1 086 m)、巴伦台(1 740 m)、乌恰(2 177.6 m)、巴音布鲁克(2459 m)、塔什库尔干(3 094 m)和吐尔尕特(3 504 m))的气温和降水估算得来。不同带冰川和积雪的密度存在较大差异，高山带密度最大，低山带密度最小，使得融化同样厚度的积雪所需的温度存在差异，进而导致不同带积雪融化的度日因子存在差异。不同带面积大小存在差异，使得基流对径流补给所需时间(即平均延迟时间)存在差异。其它参数在不同带变化较小，所以3个带内参数率定值一致。

4.2　模拟结果　本文应用改进的模型对开都河流域1984年、1988年以及1994年3个典型年份的径流进行模拟，其中1984年为校准年份，1988年和1994年为验证年份，改进模型参数率定结果见表2。

为了评价改进模型模拟融雪径流的能力，本研究同时考虑正积温和冻土的影响，在上述改进模型的基础上，增加了3种不同的模拟方案。将基础模型称为方案一，即以正积温估算融雪速率，同时考虑冻土的影响。方案二是以平均温度估算融雪速率，同时考虑冻土的影响；方案三是以正积温估算融雪速率，但不考虑冻土的影响；方案四是以平均温度估算融雪速率，但不考虑冻土的影响。各方案的模拟结果见图2所示。

4.3　模型效果评价　由该区域的径流观测值可以看出，冬季径流变化比较平稳，而春季和夏季则会产生不同程度的洪峰。分析认为，冬季径流主要受基流影响；春季气温回升，积雪开始融化，在季

表2　模型参数率定值

参数	取值	参数	取值
气温直减率/(℃/100m)	0.45，0.45，0.65	表土层的蒸散发系数/(cm·℃$^{-1}$·d^{-1})	0.05
降水递增率/(mm/100m)	0.0267，0.0416，0.0416	表土层的壤中流系数/(cm/d)	0.2
积雪融化的度日因子/(cm·℃$^{-1}$·d^{-1})	0.22，0.17，0.12	表土层的下渗系数/(cm/d)	9
受活动温度影响的植被的指数增长系数(无量纲)	2	亚表土层的蒸散发系数/(cm·℃$^{-1}$·d^{-1})	0.05
当植被面积达到最大时的最大活动温度/℃	300	亚表土层中的壤中流系数/(cm/d)	0.2
植被的最大截留能力/(cm/d)	0.3	亚表土层中的下渗系数/(cm/d)	2
雪水当量系数(无量纲)	5.5	基流系数(无量纲)	300
植被截留层的蒸发系数/(cm·℃$^{-1}$·d^{-1})	0.1	平均延迟时间/d	14，10，8

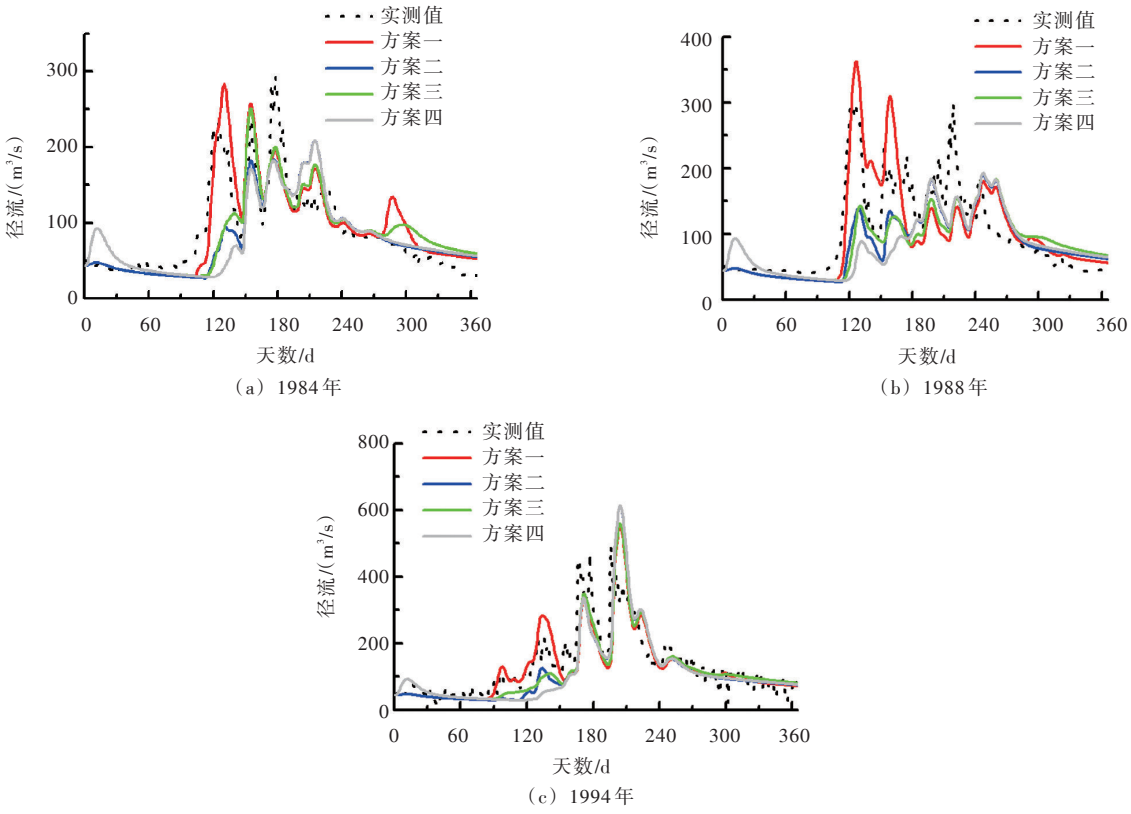


图2　不同年份实测径流与模拟径流对比

节性冻土作为隔水层的影响下积雪融水几乎全部补给径流，从而产生春季洪峰；夏季易受强降雨的影响而产生洪峰。分析观测值与几种不同方案的模拟结果，可以看出，冬季和春季径流的模拟值与观测值变化基本一致，而对夏季径流的模拟则存在较大偏差。

(1)首先分析不同方案下春季洪峰模拟结果的差异。从3个年份的模拟结果可以看出，方案一的模拟结果与实测径流最为接近；方案二和方案三的模拟结果相近，但二者与实测径流存在较大差距；方案四的模拟结果与实测径流相差最大。也就是说利用正积温估算融雪速率同时考虑冻土影响的模拟效果最好，而仅用平均温度估算融雪速率且不考虑冻土影响的模拟效果较差。

对比分析方案三和方案四，可以发现用正积温估算融雪速率优于用平均温度估算融雪速率的模拟效果。也就是说在不考虑冻土的影响条件下，利用正积温估算融雪速率模拟结果优于平均温度。分析其原因，无论日平均气温小于0 ℃还是大于0 ℃，正积温均能够捕捉到每天大于0 ℃的温度，进而对积雪消融以及径流的补给产生较大的影响。

对比分析方案一和方案三，利用正积温估算融雪速率，同时是否考虑冻土影响。从结果可以看出，考虑季节性冻土影响的模拟结果远优于不考虑冻土影响的模拟结果。分析其原因，土壤的冻融状况影响土壤的物理状态及土壤水分变化情况，当土壤处于冻结状态时形成了天然的隔水层，阻止冰雪融水和降雨的入渗，导致融冰雪水和雨水几乎全部补给径流。

(2)其次分析不同方案下夏季洪峰模拟结果的差异。对比分析1984年夏季第一个洪峰的模拟结果，发现方案一和方案三的模拟效果较好。分析其原因，初夏河道径流补给是由降雨和冰雪融水共同作用，正积温比平均温度更能反映冰雪融水对径流的补给；4种方案均模拟到了1984、1988和1994年夏季洪峰，但没有模拟出最大洪峰值，分析其原因主要是夏季洪峰受强降雨影响，而降水的空间差异性较大，从而影响了模拟结果。

(3)定量分析评价。以上从定性的角度直观地描述了不同方案下模型对径流的模拟情况。本文进一步选取了4个统计指标：相关系数(R^2)，Nash-Sutcliffe效率系数(*NSE*)，均方根误差和观测标准差的比例(*RSR*)以及百分比(*PBIAS*)来评价改进模型的模拟能力。*NSE*，*RSR*和*PBIAS*的计算公式如下：

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{oi} - Q_{si}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{oi} - Q_{om}\right)^2} \tag{16}$$

式中：Q_{si}和Q_{oi}分别为模拟径流量和实测径流量，m^3/s；Q_{om}为实测径流量的平均值，m^3/s。*NSE*用来确定残差("噪声")相对于实测数据的相对大小[15]，取值介于$-\infty$和1之间，1代表模型模拟的效果最好。

$$RSR = \frac{DRMS}{SD} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{oi} - Q_{si}\right)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{oi} - Q_{om}\right)^2}} \tag{17}$$

式中：*DRMS*为日径流均方根；*SD*为标准差。*RSR*取值介于0和$+\infty$之间，*RSR*取值越小，模型的模拟效果越好[16]。

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{oi} - Q_{si}\right)\times 100}{\sum_{i=1}^{n}Q_{oi}} \tag{18}$$

*PBIAS*用来测量模型的输出值是大于还是小于实测值，*PBIAS*的绝对值越小代表模型的模拟效果越好，其中正值代表模型低估了实测值，负值代表模型高估了实测值[17]。

表3　不同方案下模型的统计分析结果

	R^2			*NSE*			*RSR*			*PBIAS*		
	1984	1988	1994	1984	1988	1994	1984	1988	1994	1984	1988	1994
方案一	0.88	0.79	0.84	0.73	0.52	0.66	0.52	0.69	0.58	−5.22	0.62	2.23
方案二	0.72	0.67	0.83	0.48	0.39	0.54	0.72	0.78	0.67	9.04	15.59	11.55
方案三	0.71	0.55	0.83	0.49	0.27	0.63	0.72	0.86	0.61	0.46	11.98	7.03
方案四	0.58	0.42	0.79	0.27	0.05	0.47	0.85	0.97	0.73	8.43	16.80	11.53

4种不同方案模拟径流的统计指标如表3。1984年、1988年和1994年4种不同方案模拟径流值与实测径流值的相关系数均大于0.4，其中用正积温估算融雪速率考虑冻土影响方案的相关系数最大，达0.79以上；用平均温度估算融雪速率不考虑冻土影响模型模拟的相关系数最小。4种方案模拟径流的*PBIAS*指标均小于±17%，表明4种方案模拟径流的精度相差不是很大。用正积温估算融雪速率考虑冻土影响方案模拟径流的*NSE*指标最大(0.73，0.52和0.66)，*RSR*指标最小(0.52，0.69和0.58)。通过对比用正积温和平均温度分别估算融雪速率模型模拟径流与实测径流的相关系数、*NSE*以及*RSR*指标发现，用正积温估算融雪速率比用平均温度估算融雪速率的模拟效果好。对比是否考虑冻土影响模拟径流，3个统计指标显示考虑冻土影响方案下模型的模拟结果优于不考虑冻土影响方案下模型的模拟结果。由此可见，用正积温比用平均温度更能准确估算融雪速率，反映融雪过程；同时，冻

结土壤对径流的影响也是不容忽视的。

5　结论与展望

干旱区内陆河流域融雪径流过程主要受气温和降水影响，积雪融水过程和土壤入渗过程是影响径流的两个主要过程。新疆高寒山区气象水文观测站点稀少，水文模型是一种有效分析和模拟径流过程的方法。改进的系统动力学水文模型能够很好地模拟开都河流域的径流过程。用正积温取代平均气温模拟积雪融化能够更好地模拟开都河流域的春季融雪径流。季节性冻土的冻融状态对春季融雪径流也产生较大的影响，土壤的季节性冻融过程通过影响土壤水分的入渗率来影响积雪融水和降雨对径流的补给。因此，在高寒山区以积雪融水为主要补给源的流域，构建水文模型的时候需要考虑季节性冻土对径流的影响。

由于受复杂地形，植被以及海拔影响的降水具有空间不均匀性，使得采用常用线性插值方法来获取研究区的降水存在困难。降水插值方法会影响模型对夏季洪峰的模拟能力。因此在未来的研究中应该着重考虑采用不同数据源(如遥感数据)以及合适的方法来空间化资料缺少地区的降水，提高模型夏季洪峰的模拟能力。

参　考　文　献：

[1] 贾仰文，高辉，牛存稳，等．气候变化对黄河源区径流过程的影响[J]．水利学报，2008，39(1)：52-58．

[2] 李雪梅，张飞云，尚明，等．天山南北坡气象因子对出山口径流影响通径分析——以开都河和玛纳斯河流域为例[J]．资源科学，2012，34(4)：652-659．

[3] ZHANG F，LI L，AHMAD S，et al．Using path analysis to identify the influence of climatic factors on spring peak flow dominated by snowmelt in an alpine watershed[J]．Journal of Mountain Science．2014，11(4)：990-1000．

[4] SHANLEY J，CHALMERS A．The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River，Vermont[J]．Hydrological Process，1999，13：1843-1857．

[5] NIU G，YANG Z．Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale[J]．Journal of Hydrometeorology，2006，7(5)：937-952．

[6] 王宇涵，杨大文，雷慧闽，等．冰冻圈水文过程对黑河上游径流的影响分析[J]．水利学报，2015，46(9)：1064-1071．

[7] LI L，SIMONOVIC S．System dynamics model for predicting floods from snowmelt in north american prairie watersheds[J]．Hydrological Processes，2002，16(13)：2645-2666．

[8] YU M，CHEN X，LI L，et al．Incorporating accumulated temperature and algorithm of snow cover calculation into the snowmelt runoff model[J]．Hydrological Processes，2012，27(25)：3589-3595．

[9] 陶辉，王国亚，邵春，等．邹世平开都河源区气候变化及径流响应[J]．冰川冻土，2007，29(3)：413-417．

[10] XU J，CHEN Y，JI M，et al．Climate change and its effects on runoff of Kaidu River，Xinjiang，China：a multiple time-scale analysis[J]．Chinese Geographical Science，2008，18(4)：331-339．

[11] 李宇安，谭芫，姜逢清，等．20世纪下半叶开都河与博斯腾湖的水温特征[J]．冰川冻土，2003，25(2)：215-218．

[12] CAMPBELL G S．Soil Physics with BASIC：Transport models for Soil-Plant Systems (Developments in Soil Sciences，14)[M]．Amsterdam：Elsevier，1985．

[13] 王晓巍．北方季节性冻土的冻融规律分析及水文特性模拟[D]．哈尔滨：东北农业大学，2010．

[14] FONTAINE T，CRUICHSHANK T，ARNOLD J，et al．Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT)[J]．Journal of Hydrology，2002，262(1)：209-223．

[15] NASH J，SUTCLIFFE J．River flow forecasting through conceptual models -Part 1：A discussion of principles[J]．Journal of Hydrology，1970，10(3)：282-290．

[16] MORIASI D，ARNOLD J，VAN LIEW M，et al．Model evaluation guidelines for systematic quantification of accu-

racy inwatershed simulations[J].Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2007, 50(3): 885-900.

[17] GUPTA H, SOROOSHIAN S, YAPO P. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 1999, 4(2): 135-143.

Simulation of ruoff process influenced by temperature and frozen soil in Kaidu river basin

HAN Lin[1], YUAN Xiuzhong[2], ZHANG Feiyun[3]

(1. *Information Center, Yellow River Conservancy Commission, Zhengzhou* 450004, *China*
2. *Hydrological Bureau, Yellow River Conservancy Commission, Zhengzhou* 450004, *China*
3. *Faculty of Management, Xinjiang Agricultural University, Urumqi* 830052, *China*)

Abstract: In the arid area of Northwest China, temperature can influence the runoff indirectly through soil freezing-thaw circulation affection in the mountain valleys, where the runoff is mainly supplied by seasonal snowmelt water. In order to better simulate its runoff process, judge the influences of different temperature indexes and permafrost on runoff, KaiduRiver Basin was studied as an example area. The runoff was simulated through improving the hydrological model established on system dynamics theory, considering the factors of positive accumulative temperature and average temperature and seasonal frozen soil affection. The results were evaluated by the correlation coefficient, the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE), the root mean square error (RSR) and the percentage bias (PBIAS). The results show that the simulation precision is highest with positive accumulated temperature as well as considering the seasonal frozen soil affection, which confirmed that positive accumulative temperature can better calculate the snowmelt water and the frozen soil influence is an important part in alpine runoff simulation where the seasonal frozen soil is widely developed.

Keywords: positive accumulationtemperature; soil freezing-thaw process; snowmelt runoff; Kaidu river basin

(责任编辑：祁　伟)

(上接第459页)

Interpretation of 'Chishan Lake Water System' and analysis of its management

CHEN Jing, ZHANG Yunqian, ZHANG Jie

(*College of Water Conservancy and Hydroelectric Engineering, Hohai University, Nanjing* 210098, *China*)

Abstract: Chishan Lake was an important water project of Qinhuai River Basin in history, which not only bears irrigation and flood control function of the area, but also has formed the effective management system in the long-term water management process, which takes "Five feet water ruler" as the representative. This paper takes the 'Chishan Lake Water System' as an example, through the interpretation of the water system, from the aspects of project management, water management and fund management, seriously studied the water management of Chishan Lake in history. The research found that the function of Chishan Lake is closely related to the management system, which can to provide reference to the modern water projects, especially rivers and lakes project management.

Keywords: Chishan Lake; Water System; management; irrigation; ancient

(责任编辑：王成丽)