

SRM 融雪径流模型在疏勒河流域上游的应用

赵军¹, 黄永生¹, 宋阁庆², 师银芳¹, 陈恺悦¹

(1. 西北师范大学 地理与环境科学学院, 甘肃 兰州 730070; 2. 甘肃省水文水资源局, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 疏勒河是西北典型的干旱区内陆河流域, 其冰雪融水是春季径流补给的重要来源之一。本文结合 MODIS 积雪产品 MOD10A2、DEM 数据和气象台站数据, 构建了疏勒河流域上游 SRM 融雪径流模型, 模拟结果的拟合优度确定系数 Nash-Sutcliffe 系数 $R^2 = 0.834$ 和体积差 $D_V = 1.63\%$ 。结果表明: 该模型能基本上把握疏勒河流域融雪径流的趋势, 达到了较好的模拟效果, 可用于该流域春季径流的预测, 为预防春季融雪型洪水灾害和减轻春季旱情提供了基础。

关键词: 融雪径流; SRM 融雪径流模型; 径流模拟; 干旱区内陆河; 疏勒河

中图分类号: P333.1

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2015)01-0072-05

Application of snowmelt runoff model in upper stream of Shule river basin

ZHAO Jun¹, HUANG Yongsheng¹, SONG Geqing², SHI Yinfang¹, CHEN Kaiyue¹

(1. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China;

2. Hydrology and Water Resources Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Shule river is a typical continental river in arid zone of northwest, its ice and snow melt water is one of the important sources of spring runoff supply. Based on MOD10A2 of MODIS snow products, DEM data and meteorological data, this paper constructed SRM model in the upstream of Shule river basin, the coefficient R^2 of determination is 0.834, and the volume difference D_V is 1.63%. The results show that this model can basically reflect the trend of snowmelt runoff in Shule river basin and achieve better simulation effect. It can be used to predict spring runoff in this basin and provide the basis for the prevention of spring snowmelt flood disaster and the reduction of spring drought.

Key words: snowmelt runoff; snowmelt-runoff model; runoff simulation; continental river in arid zone; Shule river

在我国西北干旱区, 由于远离海洋及四周高山的阻隔, 气候干旱, 水资源短缺, 水已经成为该区环境与发展最大的制约因子^[1]。山区的冰雪融水和降水是山前地带水资源的主要来源, 而人类活动主要集中在山前绿洲带, 所以融雪水资源对当地人们的生产生活有着直接性的影响^[2]。目前, 在估算与模拟融雪径流方面, 有许多代表性的模型, 主要有两种: 一种是基于度日因子的概念模型, 如 SRM 模型、HBV 水文预报模型、PRMS 降水径流模型等^[3-5]。另一种是基于物理机制的模型, 如 SNTHERM, VIC, MIKESHE 等^[6-8]。相比概念模型, 物理机制的模型更注重融雪的物理过程, 需要精确地描述这些物理

细节的数据。而在我国西北山区资料相对缺乏, 不具备描述精细物理过程的条件, 概念模型就显得尤为重要。

代表性的概念模型是瑞士科学家 Martinet 建立的 SRM 模型, 该模型是当前模拟和预报山区流域融雪径流最重要的水文模型, 也是国际气象组织推荐的融雪径流模拟模型^[9], 自建立以来, 已经在全球 100 多个流域得到了广泛应用^[9-11]。近年来, 国内学者对 SRM 模型也进行了较多的研究, 主要是在西北干旱区^[12-15]和青藏高原高寒区^[16-17], 都取得了良好的模拟效果。SRM 模型是为数很少的需要遥感数据支持的融雪模型, 它对数据的要求不高, 但在

模拟和预测径流量上却有很好的精度^[12],尤其在—些地面观测难于进行的高山流域特别适用。疏勒河是河西三大内陆河之一,由于缺少资料,对疏勒河流域融雪径流的模拟研究仍处于空白。本文以疏勒河流域上游为例,应用 SRM 模型对疏勒河流域融雪径流进行模拟研究,旨在探讨 SRM 模型在疏勒河流域的适用性,以充实缺少资料地区的水文基础研究。

1 研究区概况与数据来源

1.1 研究区概况

疏勒河是我国河西走廊三大内陆河流之一,发源于祁连山脉西段托来南山与疏勒南山之间的疏勒脑,西北流经肃北县的高山草地,穿大雪山—托来南山间峡谷,经昌马、玉门镇、饮马场后,折向西流,接纳踏实河、党河后,最后消失于库穆塔格沙漠,河流大致呈北西—南东走向,地势由东向西倾斜。其中,出昌马峡以前为上游(38.2°N~40.0°N,96.6°E~99.0°E),是本文的具体研究区域(图 1)。该区地跨青海省海西蒙古族自治州的天峻县和甘肃省酒泉市的肃北蒙古族自治县,面积约 $1.16 \times 10^4 \text{ km}^2$,海拔 2 027~5 791 m,年均气温 -3.5°C ,年降水量 100~600 mm,降水较丰。根据甘肃省水文水资源局的最新观测数据统计,昌马堡站多年平均(1953—2011)径流量为 $10.04 \times 10^8 \text{ m}^3$,平水年年均流量 $24.8 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[18]。径流的变化受上游补给条件的影响和支配,疏勒河(昌马河)属高山冰川积雪融水和降雨混合补给为主的河流,其中,高山冰川积雪融水占 35.6%,降雨占 35.3%,地下水占 29.1%^[19]。

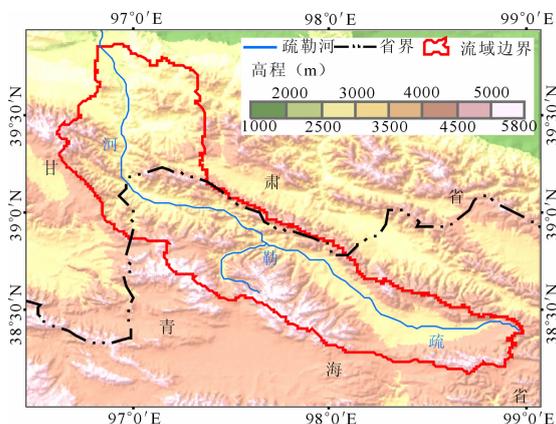


图 1 研究区位置示意图

1.2 数据来源

1.2.1 DEM 数据 DEM 数据来源于 2009 年的数字高程产品 ASTER GDEM,空间分辨率为 $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ 。根据 DEM 数据,以 500 m 为间隔,将疏勒河流

域上游分为 7 个高程带。流域分带面积是 SRM 模型中重要的参数,各高程带的面积、范围和平均高程如表 1 所示。

表 1 疏勒河流域上游高程分带

高程带	高程范围/m	面积/ km^2	面积百分比/%	平均高程/m
A	2027~2527	252.71	2.19	2297.04
B	2527~3027	626.87	5.43	2838.99
C	3027~3527	1442.95	12.49	3287.37
D	3527~4027	3756.43	32.52	3831.17
E	4027~4527	3747.20	32.44	4247.99
F	4527~5027	1483.00	12.84	4721.17
G	5027~5791	240.71	2.08	5177.94
全流域	2027~5791	11549.86	100	3771.67

1.2.2 遥感数据 将 MODIS 数据应用到 SRM 模型中,是近年来 SRM 模型运用的热点。MODIS 数据周期短、时相多、成像范围大、实时性强、成本低,因而非常有利于积雪变化的动态监测^[20]。选用 2011 年疏勒河流域 3—6 月的 17 景 8 d 合成的 MODIS 积雪产品 MO10A2 和 129 景逐日数据 MOD10A1 影像作为遥感数据源。利用 MRT 软件对数据进行投影转换,统一到 WGS_1984_UTM_Zone_38N 投影下,使用 MODIS 数据与 DEM 数据进行栅格代数运算,提取流域内各高程带雪盖面积。

1.2.3 气象水文数据 气象水文资料包括日均气温、日降水和日均流量。由于研究区内只有托勒一个气象站,本文只收集了该站 2011 年日平均气温和降水量的数据。为了检验模型模拟的流量情况,还收集了疏勒河昌马堡站 2011 年日径流资料。

2 模型介绍与参变量确定

2.1 SRM 融雪径流模型

SRM 模型的原理是通过计算逐日的融雪以及降水形成的水量,然后与计算得到的退水流量相加,从而得到逐日径流量。SRM 模型的核心计算公式如下^[21]:

$$Q_{n+1} = [C_{S_n} a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + C_{R_n} P_n] \cdot \frac{A \times 10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1} \quad (1)$$

式中: Q 为日平均流量, m^3/s ; C_S 、 C_R 分别为融雪和降雨的径流系数; T 为度日因子数, $^\circ\text{C}/\text{d}$; ΔT 为根据气温直减率在不同高程进行温度插值后度日数的修正值, $^\circ\text{C}/\text{d}$; a 为度日因子, $\text{cm}/(^\circ\text{C} \cdot \text{d})$ 表示单位度日因子的融雪深度; S 为积雪覆盖面积和流域分

带面积的比值,即积雪覆盖率; P 为降雨径流深,cm; A 为流域或流域分带面积, km^2 ; k 为退水系数,表示在无融雪或无降雨期间径流衰退比例; n 为流量计算时间段的日数序列;10000/86400为径流深到径流量的换算系数。

2.2 模型变量的确定

2.2.1 模型变量

(1)气温及度日数。在SRM模型中,气温是以度日数的形式表现的。气温是积雪消融过程中一个较为合理的指标,而且容易获取、进行插值和预报。为了计算每日融雪水深,度日数一般采用气温观测值来进行计算^[21]:

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

式中: T 为日平均气温,即平均度日数; T_{\min} 和 T_{\max} 分别为逐日最低和最高气温。那么各高程带平均高程处的度日数调整为:

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

式中: γ 为流域的气温直减率; h_{st} 为气象基站的海拔高度; \bar{h} 为高程分带的平均高程。

(2)积雪覆盖率。积雪覆盖率在SRM中是一个非常重要的输入变量,每日的数值是从积雪覆盖率衰减曲线中获取。本研究选择MOD10A2作为主要数据源,同时以逐日数据MOD10A1作为参考数据,这样最大程度地降低了云层的影响,还能更好地获取积雪覆盖率衰减曲线。在融雪后期,时常出现大面积的瞬时降雪,其覆盖面积大,而持续时间往往只有1~2d,甚至更短的时间。因此,为了减少短暂性降雪的影响,结合气象台站数据剔除这些积雪信息。根据融雪季不同高度带的积雪面积与积雪百分比,获取疏勒河流域上游2011年主要融雪期的积雪覆盖率衰减曲线。最终得到的积雪覆盖率衰减曲线,如图2所示,其中,高程2027~2527m分带积雪期短暂,未予显示。

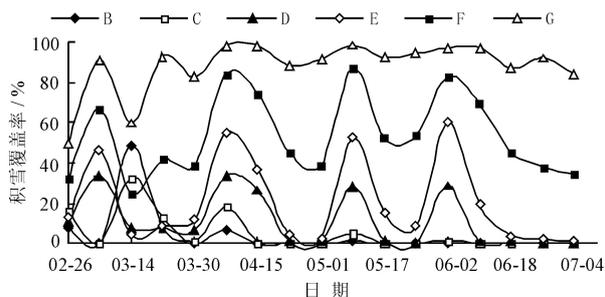


图2 疏勒河流域上游2011-03-06积雪覆盖衰减曲线

2.2.2 模型参数

(1)径流系数。SRM模型中径流系数 C 分为融雪径流系数 C_s 和降雨径流系数 C_R 。融雪初期,雪面蒸发较小,径流损耗较小;当融雪达到一定阶段时由于土壤的暴露和植被生长会导致径流系数的降低。本研究在流域气象水文特征的基础上,通过调参获取其值, C_s 范围为0.3~0.9, C_R 范围为0.3~0.7。

(2)度日因子。度日因子是SRM模型中重要的参数,它的定义为:每日气温上升 1°C 所产生的融雪深度。它和度日数与融雪水深的关系为:

$$M = aT \quad (4)$$

式中: M 为融雪水深; a 为度日因子; T 为度日数。由于本研究没有实测数据,故采用SRM手册建议的经验公式获取度日因子,公式如下:

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

式中: ρ_s 为积雪密度; ρ_w 为水的密度。

根据杨俊华等^[22]2011年在疏勒河流域老虎沟子流域实地观测所得的积雪密度数据,积雪密度平均在 0.16 g/cm^3 左右。本研究据此确定度日因子,并在不同的高程带进行适当的调整,最后将度日因子范围率定在 $0.11 \sim 0.184 \text{ cm}/(^\circ\text{C} \cdot \text{d})$ 。

(3)临界温度与气温直减率。在融雪期间,降水往往有两种情况,即降雪和降雨。采用临界温度值区分这两种情况,大于临界温度为降雨,反之为降雪,但是在不同的流域情况有所不同。一般在模型中临界气温值要高于 0°C ,并且随着积雪的融化,临界气温会逐渐接近 0°C ,本文采用 T_c 值范围为 $0 \sim 2.5^\circ\text{C}$ 。

气温直减率在不同的月份不同,根据王超等^[15]在对疏勒河相邻的黑河上游的研究结果,本研究采用其分布范围并适当调参获得气温直减率。

(4)退水系数。退水系数是指在没有融雪或降雨的时间段里径流下降值,反映出每日融水能直接补给到径流量中的部分。退水系数 k 定义为^[21]:

$$k_{n+1} = \frac{Q_{n+1}}{Q_n} \quad (6)$$

式中: Q_n 为第 n 天的径流值。

k 可以由实测的径流数据由以下计算公式得到:

$$k_{n+1} = xQ_n^{-y} \quad (7)$$

式中: x 和 y 是两个常量,对于给定流域有其确定的值。

本文选取2011年2月底至7月初融雪期实测的

日径流量,并采用了李弘毅等^[12]在退水系数获取过程中对径流数据的选取原则: $Q_{n+1} \geq Q_n$ 时的数据予以剔除,然后制作退水过程对数散点图(图3)。由于下廓线 l 斜率最小,且呈现了良好的线性关系,可认为是代表了退水过程,在 l 上取 (1.776、1.734)、(1.182、1.154) 两个点确定 x 、 y ,从而得到退水系数的推导公式为:

$$k_{n+1} = 0.9896Q_n^{-0.0239} \quad (8)$$

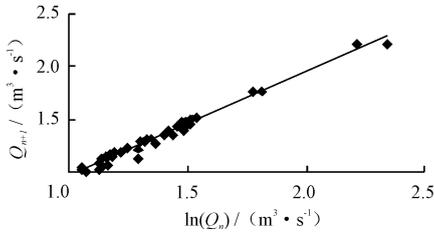


图3 疏勒河流域上游 2011 年融雪期退水过程散点图

(5)降雨贡献面积与径流滞时。 A_{RC} 是根据融雪期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,若降雨落到无雪区,则为 1,若落到积雪场则为 0。

径流滞时 l 指从气温上升产生融雪水到融雪水到达水文断面的时间。根据世界气象组织公布的结果,不同的流域面积对应不同的径流滞时^[21]。对于疏勒河流域上游采用 18 h 的滞时值。

3 模拟结果与精度分析

3.1 模拟结果

本文利用 SRM 模型 WinSRM1.11 版本对疏勒河流域上游 2011-03-06 进行了融雪期径流量模拟,各参数选择如表 2 所示,模拟结果如图 4 所示。

表 2 疏勒河流域上游 2011 年融雪期 SRM 模型参数

高程带	月份	$\gamma / (\text{°C} \cdot 100^{-1} \text{m}^{-1})$	$T_c / \text{°C}$	a	C_s	C_R	A_{RC}	l	x	y
A	3	0.5	2.5	0.11	0.7	0.7	0/1	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.7	0.6	1	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.7	0.5	1	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.3	0.3	1	18	0.9896	0.0239
B	3	0.5	2.5	0.11	0.7	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.7	0.65	1	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.6	0.6	1	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.3	0.4	1	18	0.9896	0.0239
C	3	0.5	2.5	0.11	0.7	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.7	0.65	0/1	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.5	0.6	1	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.3	0.4	1	18	0.9896	0.0239
D	3	0.5	2.5	0.11	0.9	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.9	0.6	0/1	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.9	0.5	1	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.5	0.5	1	18	0.9896	0.0239
E	3	0.5	2.5	0.11	0.9	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.9	0.6	0	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.9	0.5	1	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.5	0.5	1	18	0.9896	0.0239
F	3	0.5	2.5	0.11	0.9	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.9	0.65	0	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.8	0.65	0	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.5	0.5	1	18	0.9896	0.0239
G	3	0.5	2.5	0.11	0.9	0.7	0	18	0.9896	0.0239
	4	0.6	2	0.171	0.9	0.65	0	18	0.9896	0.0239
	5	0.65	0.75	0.165	0.8	0.65	0	18	0.9896	0.0239
	6	0.65	0	0.184	0.5	0.5	0/1	18	0.9896	0.0239

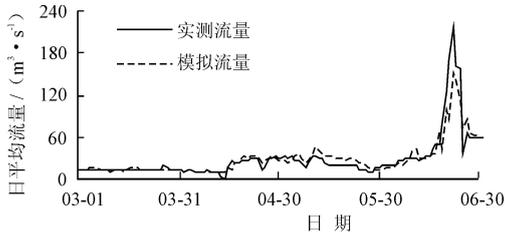


图4 疏勒河上游流域2011年融雪期实际与模拟径流值

整体而言,SRM模型可以较好地反映融雪径流的趋势,但逐日径流量的模拟还存在一定的误差;SRM模型在径流高值区低估比较显著,在低值区模拟值与实际值比较接近。具体而言:3-4月上旬山区气温总体偏低且稳定,降水单一,主要表现为降雪,获取的积雪覆盖率较为准确,而且积雪融水也较少,整体上模拟效果较好。4月中旬开始,气温回升但不稳定,融雪补给逐渐增加,流域内局部区域出现瞬时性的降雪,由于地表温度高于空气温度,这部分积雪会迅速融化,导致模拟结果出现偏差。5月下旬以后,气温持续增加,积雪融水剧增,降雨频繁,径流来源较为复杂,对峰值的模拟误差较大。

3.2 精度分析

本文采用无量纲的拟合优度确定系数 Nash-Sutcliffe 系数 R^2 和体积差 D_V ^[21] 两个指标来评价模拟结果,其计算公式如下:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (9)$$

$$D_V = \frac{V_R - V'_R}{V_R} \quad (10)$$

式中: Q_i 为实测的日径流量; Q'_i 为模拟的日径流量; \bar{Q} 为模拟得到的整个融雪期的平均径流量; n 为模拟融雪期的天数。 V_R 为模拟期的实际径流, V'_R 为模拟得到的径流。 R^2 的值介于 0 ~ 1 之间,其值越大表明模拟精度越高; D_V 的绝对值越小,表明模拟结果越好。

本研究利用 SRM 模型模拟疏勒河流域上游 3-6 月份融雪期的径流量,模拟结果的评价指标为: $R^2 = 0.834$, $D_V = 1.63\%$ 。根据世界气象组织对主要融雪模型的评价结果,SRM 在融雪季节模拟中, R^2 和 D_V 的平均值分别为 0.84 和 3.8%^[21]。通过比较可知,SRM 模型适用于以融雪径流为主的气象水文数据稀少的疏勒河流域。

4 结 语

用 SRM 融雪径流模型对疏勒河流域上游日径流量过程的模拟,能基本上把握住融雪径流的趋势,但对逐日径流量的模拟并不十分准确。通过精度评价可知,评价指标 R^2 和 D_V 分别达到了 0.834 和 1.63%,表明 SRM 模型可以用于模拟疏勒河流域上游的径流量,这对认识和利用疏勒河流域的冰雪水资源具有重要意义。

同时,SRM 模型在低值区模拟值与实际值比较接近,但在径流高值区低估比较显著。这可能有两方面的原因:①高山寒区水文过程复杂,SRM 模型在很多方面都采用了简化的方法,蒸散发、下渗、植被截留等物理过程并没有考虑,不利于融雪形成径流的过程,对一些峰值的模拟不是很准确。②由于山区显著的局部降雨特性,流域内仅有的一个站点不能全面准确的监测降雨,使得后期不能较为准确的模拟径流。这也表明在测站稀少的干旱区流域,冰川积雪融水和降雨混合补给径流,当降雨比重较大时,模拟误差可能会很大。

参考文献:

- [1] 鲍超,方创琳.干旱区水资源开发利用对生态环境影响的研究进展与展望[J].地理科学进展,2008,27(3):38-46.
- [2] 康尔泗,程国栋,董增川.中国西北干旱区冰雪水资源和出山径流[M].北京:科学出版社,2002.
- [3] 马虹,程国栋. SRM 融雪径流模型在西天山巩乃斯河流域的应用实验[J].科学通报,2003,48(19):2088-2093.
- [4] 王建,沈永平,鲁安新,等.气候变化对中国西北地区山区融雪径流的影响[J].冰川冻土,2001,23(1):28-33.
- [5] 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.
- [6] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. An introduction to the European hydrological system-systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system[J]. Journal of Hydrology, 1986, 87(1-2): 61-77.
- [7] Yu Z, Lakhtakia M N, Yarnal B, et al. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system [J]. Journal of Hydrology, 1999, 218(1): 72-91.
- [8] Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012), 1994, 99(D7): 14415-14428.

3 结 语

当前河流生态系统不断受到人类活动的干扰和损害,在河流治理、开发利用和保护的同时,开展河流健康评价、预警和河流生态系统修复研究,变河流治理为河流修复是非常必要的。我们对东苕溪的河流健康评价预警体系建设进行了初步探索,对恢复和维持东苕流域健康的河流生态系统提出了建议,这些将有助于提高河流管理能力以及有效性,对区域生态环境建设和河流的可持续管理发挥有益的助推作用。

参考文献:

- [1]夏自强,郭文献.河流健康研究进展与前瞻[J].长江流域资源与环境,2008,17(2):252-256.
- [2]陈栋.三峡水库非汛期水动力及水质模拟研究[D].济南:山东大学,2008.
- [3]袁雄燕,徐德龙.丹麦 MIKE21 模型在桥渡壅水计算中的应用研究[J].人民长江,2006,37(4):31-32+52.
- [4]Vugteveen P, Leuven R S E W, Huijbregts M A J, et al. Redefinition and elaboration of river ecosystem health: perspective for river management[J]. Hydrobiologia,2006,565

(1):289-308.

- [5]Norris R H, Thom M C. What is river health? [J]. Freshwater Biology,1999,41(2):197-209.
- [6]An K G, Park S S, Shin J Y. An evaluation of a river health using the index of biological integrity along with relations to chemical and habitat conditions [J]. Environment International, 2002,28(5):411-420.
- [7]王健,王生云.浙江省河流健康现状与成因研究[J].经济研究导刊,2012(1):137-139.
- [8]高永胜,王浩,王芳.河流健康生命评价指标体系的构建[J].水科学进展,2007,18(2):252-257.
- [9]单媛媛,李瑞,张骏芳,等.平原河网地区河流健康评价指标体系构建[J].水科学与工程技术,2010(4):17-19.
- [10]曾国熙,裴源生,梁川.流域水资源合理配置评价理论及评价指标体系研究[J].海河水利,2006(4):35-39+46.
- [11]孙雪岚,胡春宏.河流健康评价指标体系初探[J].泥沙研究,2008(4):21-27.
- [12]Karr J R. Defining and measuring river health [J]. Freshwater Biology,1999,41(2):221-234.
- [13]Ladson A R, White L J. An index of stream condition: Reference manual[M]. Melbourne: Department of natural resources and environment,1999.

(上接第76页)

- [9]Martinez J, Rango A. Parameter values for snowmelt runoff modelling[J]. Journal of Hydrology, 1986, 84(3-4):197-219.
- [10]Rango A, Martinez J. Application of a snowmelt-runoff model using Landsat data[J]. Nordic Hydrology, 1979, 10(4):225-238.
- [11]Tahir A A, Chevallier P, Arnaud Y, et al. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan [J]. Journal of Hydrology,2011,409(1-2):104-117.
- [12]李弘毅,王建.SRM融雪径流模型在黑河流域上游的模拟研究[J].冰川冻土,2008,30(5):769-775.
- [13]怀保娟,李忠勤,孙美平,等.SRM融雪径流模型在乌鲁木齐河源区的应用研究[J].干旱区地理,2013,36(1):41-48.
- [14]张一驰,李宝林,包安明,等.开都河流域融雪径流模拟研究[J].中国科学(D辑),2006,36(Z2):24-32.
- [15]王超,赵传燕,冯兆东.黑河上游不同流域融雪过程的SRM模拟[J].兰州大学学报(自然科学版),2011,47(3):1-8.
- [16]刘俊峰,杨建平,陈仁升,等.SRM融雪径流模型在长江源区冬克玛底河流域的应用[J].地理学报,2006,61

(11):1149-1159.

- [17]邱玲花,彭定志,胡林涓,等.基于MODIS和SRM的拉萨河流域融雪径流模拟研究[J].北京师范大学学报(自然科学版),2013,49(Z1):152-156.
- [18]蓝永超,胡兴林,丁宏伟,等.气候变暖背景下祁连山西部山区水循环要素的变化——以疏勒河干流上游山区为例[J].山地学报,2012,30(6):675-680.
- [19]王国庆,张建云,刘九夫,等.中国不同气候区河川径流对气候变化的敏感性[J].水科学进展,2011,22(3):307-314.
- [20]Tekeli A E, Akyürek Z, Arda Sorman A A, et al. Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey[J]. Remote Sensing of Environment, 2005, 97(2):216-230.
- [21]Martinez J, Rango A, Roberts R. Snowmelt runoff model (SRM) user's manual. updated edition 2007, WinSRM1.11 [CP/OL]. [2014-09-19][2011-02-28]. <http://hydrdab.qrsusda.gov/cgi-bin/srmhome>.
- [22]杨俊华,秦翔,吴锦奎,等.祁连山老虎沟流域春季积雪属性的分布及变化特征[J].冰川冻土,2012,34(5):1091-1098.