

# 基于分布式水文模型的阿伦河流域降雨—径流计算

黄金柏<sup>1</sup>, 王斌<sup>2</sup>, 温佳伟<sup>3</sup>, 朱士江<sup>4</sup>, 甄自强<sup>1</sup>

(1. 扬州大学 水利与能源动力工程学院, 江苏 扬州 225009; 2. 东北农业大学 水利与建筑学院, 黑龙江 哈尔滨 150030; 3. 扬州大学 信息工程学院, 江苏 扬州 225009; 4. 三峡大学 水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002)

**摘要:** [目的] 为黑龙江省西部半干旱区季节性地表径流计算提供科学的方法, 并推求该区雨季各月的径流系数。[方法] 基于对阿伦河流域下垫面的实际调查, 对土壤垂直剖面模型化, 利用 GIS 构建研究区 DEM 及河网, 以运动波理论的基础方程式构建降雨—径流计算方法, 以对观测流量的数值模拟检验模型实用性。通过对 2012 和 2013 年 5—10 月降雨—径流计算结果的分析, 分别推求了各月径流量和径流系数。[结果] 模型计算精度可以达到误差基准允许的范围之内 ( $<0.03$ ); 7, 8 月的月径流系数在 0.5 以上, 计算时段内的径流量分别占各年总降水量的 34.2% 和 34.7%。[结论] 构建的降雨—径流数值模型, 量化了计算时期内各月的径流系数, 适用于对研究区降雨—径流过程的计算。

**关键词:** 阿伦河流域; 降雨—径流; 分布式水文模型; 数值计算

文献标识码: B 文章编号: 1000-288X(2015)01-0224-06 中图分类号: TV121.1, P343.1  
DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2015.01.042

## Rainfall—Runoff Calculation of Alun River Basin Based on Distributed Hydrological Model

HUANG Jinbai<sup>1</sup>, Wang Bin<sup>2</sup>, WEN Jiawei<sup>3</sup>, ZHU Shijiang<sup>4</sup>, ZHEN Ziqiang<sup>1</sup>

(1. College of Hydraulic, Energy and Power Engineering, Yangzhou University, Yangzhou, Jiangsu 225009, China; 2. College of Water Conservancy and Architecture of Northeast Agricultural University, Harbin, Heilongjiang 150030, China; 3. College of Information of Yangzhou University, Yangzhou, Jiangsu 225009, China; 4. College of Hydraulic & Environmental Engineering of Three Gorges University, Yichang, Hubei 443002 China)

**Abstract:** [Objective] To provide a scientific method for surface runoff calculation and to estimate monthly runoff coefficient in rainy season for the semiarid region of the Western Heilongjiang Province. [Methods] The Alun River basin which flows through the Western Heilongjiang Province was chosen as the study area. Modeling for the vertical soil profile was achieved based on investigating the physical properties of the underlying surface. Digital elevation model (DEM) and river channel network of the study area was generated by GIS-ArcMap. Algorithm on rainfall-runoff was established by kinematic wave equations. Model validation was carried out by numerical simulation for the observed flow. Monthly runoff and runoff coefficient were estimated through analyzing runoff calculation results in the period from May to October in 2012 and 2013. [Results] The model accuracy was within the allowable range of the error criterion ( $<0.03$ ); Monthly runoff coefficient in July and August were more than 0.5; Runoff in the period from May to October accounted for 34.2% and 34.7% of annual total precipitation in 2012 and 2013, respectively. [Conclusion] The developed numerical model for rainfall-runoff calculation can be applied to the study area and monthly runoff coefficient in the study period.

**Keywords:** Alun River basin; rainfall-runoff; distributed hydrological model; numerical calculation

当前, 在中国的很多地区, 水资源已成为制约社会经济发展和生态环境保护协调发展的一个主要障碍<sup>[1-2]</sup>。如何实现对地区性水资源的准确评估, 使可利用水资源有效保证经济社会的不断发展已成为一

个亟待解决的课题<sup>[3]</sup>。近年来, 探求可准确计算流域降雨—径流过程的数值计算方法, 从而实现对流域水资源的准确推求, 是国内外水科学研究领域许多研究者致力的课题。基于地形、地质等流域实际物理条

收稿日期: 2014-09-25

修回日期: 2014-10-08

资助项目: 黑龙江省教育厅海外学人科研项目“黑龙江省西部半干旱区降雨—径流数值解析方法的研究”(1251H017)

第一作者: 黄金柏(1974—), 男(汉族), 黑龙江省桦南县人, 博士, 副教授, 主要从事水文过程数值模型、数字流域、河流工学方面的研究。  
E-mail: huangjinbai@aliyun.com.

件,结合可描述水文过程的数学方程式构建数值模型,从而实现对流域水资源的准确推求,已成为当前国内外水文水资源研究领域的共识<sup>[4-6]</sup>。

黑龙江省西部半干旱区是中国重要的粮食生产基地<sup>[7]</sup>,是中国典型的旱作农业区,旱灾一直是该地区典型的自然灾害之一<sup>[8]</sup>。该地区属于寒温带半干旱季风气候,降雨时空分布不均,冬季严寒少雪,春季干旱,秋季雨量集中,不利于农业生产的开展<sup>[9-10]</sup>。

本研究依托具有黑龙江省西部半干旱区典型气候、水文及地形特征的阿伦河流域,构建分布式水文模型,在检验模型实用性及计算精度的基础上,对研究区降雨—径流过程进行计算并对结果进行解析,以期对黑龙江省西部半干旱区季节性水资源的准确评估及开发利用提供基础方法和数据,从而为该地区水资源有效地支撑粮食生产服务,并为该地区水文模型数值计算平台的构建提供借鉴方法。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

阿伦河流域(地理位置为东经 122°04′—124°04′,北纬 47°37′—48°48′)发源于内蒙古自治区境内大兴安岭东南麓,是嫩江右岸一级支流,中下游流经黑龙江省齐齐哈尔市甘南县梅里斯区汇入嫩江。流域面积 6 297 km<sup>2</sup>,河道长度 318 km<sup>[11-12]</sup>,流域海拔 153~198 m,地势由西北向东南阶梯式递降,其中下游位于松嫩平原西部。地质构造属于大兴安岭新华夏构造带,表层为第四系覆盖层<sup>[13]</sup>。阿伦河流域处于中高纬度地区,属寒温带大陆性气候。多年平均气温 2.0~2.5 °C,多年平均降水量约为 450 mm,年降水分布不均,7、8 月降水量占全年降水总量的 60%左右。年蒸发量超过 1 000 mm,属于半干旱地区<sup>[11-13]</sup>。流域冬季寒冷漫长,一般冻土期从当年的 11 月至次年 4 月。据钻孔调查,表层土主要成分是壤土(黑垆土),其下是亚黏土及黏土层,底层为砂岩层。

### 1.2 水文观测

降雨观测采用翻倒式雨量计(7852M-L10, φ165 mm×H240 mm,地表径流流量采用水位计(HM-910-02-309)。径流观测断面(48°1′22″N, S123°36′28″E)的上游集水面积为 4 993 km<sup>2</sup>,占流域总面积的 79.3%,自河源到观测点的主河道长 229.25 km。降雨观测地点为(48°1′31″N, 123°34′7″E)。水文数据的观测自 2012 年初开始,由于外界不确定因素的影响,自观测数据在时间序列上存在不同程度的缺失。基于选取的流域尺度,对降雨—径流过程的计算需要多点数据支撑。除了自观测水文数据,其他数据来源为阿伦

河流域那吉水文站(48°5′42″N, 123°28′8″E)的降雨资料 and 黑龙江省甘南县气象局提供的降雨数据(数据类型为多点平均)。对降雨—径流过程计算时,基于对多源数据的综合分析,进行合理的选取及应用。如同期发生全流域降雨时,取多点时间序列雨量的平均值;流域内发生区域性降雨时,结合流域数字高程模型(DEM)和河网上各分布式小流域的具体位置,使降雨与流域空间位置对应,进行计算。观测的地表径流水位数据转换为流量数据的方法为:通过横断测量的方法,确定观测断面的形状,利用曼宁平均流速公式,可以将观测时段内的水位数据,转换成流量数据<sup>[14]</sup>,作为基础数据,与模型计算(计算径流)结果进行比较。

### 1.3 流域土壤垂直剖面模型化

基于对研究区地形及基本水文地质条件的调查结果,对土壤垂直剖面的分层情况模型化,即构建自地面开始至地下某一含水层的土壤垂直剖面模型,作为承载雨水降落到地面后在垂直方向的运动载体,使水的运动方式受下垫面实际物理条件的约束。以手工结合简单机械钻孔(直径 5 cm)的方式,对流域内多点的土壤垂直剖面分层情况进行调查,调查深度至潜水含水层底面的弱透水层。基于钻孔调查并结合对流域内现有多口潜水井的井深和水深季节性变动的调查结果,筛选土壤垂直剖面分层结构的特征参数,构建的土壤垂直剖面模型如图 1 所示。模型由坡面和河道构成,坡面区间自地面开始至潜水含水层底部(砂岩层表面)被分成两层,第 1 层由壤土和亚黏土构成,其厚度为 5—10 m,潜水含水层位于第 1 层的下部。其下是黏土层(第 1 个弱透水层),厚度超过 20 m,黏土层的下部是第一承压含水层和砂岩层。河道区间自河床表面至砂岩层表面被开发成 1 层。坡面区间的潜水含水层自由水面在坡面下端与河道径流相通,模型上各水流入和流出成分如图 1 所示。

### 1.4 降雨—径流计算模型构建

1.4.1 计算公式 运动波模型被广泛地应用于对降雨—径流过程的计算<sup>[15-16]</sup>,该模型以物理性参数描述流域以及水流运动过程,不但可以对地表径流进行准确计算,而且可以通过达西公式描述和计算渗透以及地下水径流过程<sup>[17-18]</sup>,所以,采用运动波理论的基础方程式构建降雨—径流计算方法,以坡面为例,给出计算公式如下:

地表径流连续方程式:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - \alpha \begin{cases} \alpha = f_1 & (h/\Delta t \geq f_1) \\ \alpha = h/\Delta t & (h/\Delta t < f_1) \\ \alpha = 0 & (h = 0) \end{cases} \quad (1)$$

式中:  $dt$ ——计算的时间步长为 1 s(s);  $dx$ ——水流方向上计算的空间步长为 1 km(km);  $h$ ——水深(m);  $q$ ——单宽流量( $m^2/s$ );  $r$ ——降雨( $m/s$ );  $f_1$ ——第 1 层土壤平均渗透速度( $m/s$ );  $\alpha$ ——为引入系数,用于表达在不同水深条件下第 1 层的实际入渗速度。下同。

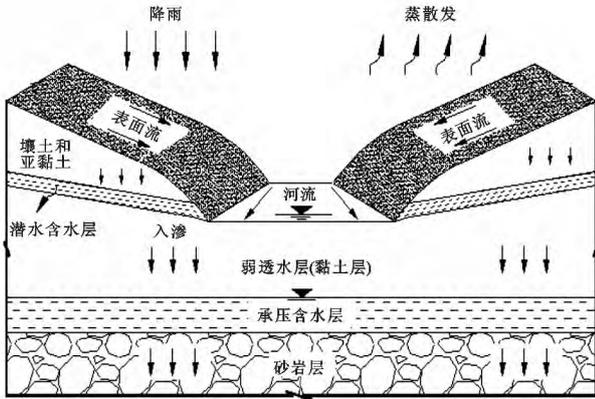


图 1 土壤垂直剖面模型化示意图

曼宁平均流速公式:

$$q = \frac{1}{n} h R (h)^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

式中:  $n$ ——糙率( $s \cdot m^{-1/3}$ );  $R$ ——水力半径(m);  $I$ ——坡度。

在上述设定的时间步长  $dt$  和水流方向的空间步长  $dx$  条件下,经验证,数值计算满足稳定计算的条件,即  $U_{max} dt \leq dx$  ( $U_{max}$  为最大流速,  $m/s$ )。

渗透流(地下水)连续方程式(以第 1 层为例):

$$\lambda \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = f_1 - E_T - \beta \begin{cases} \beta = f_2 & (\lambda \bar{h} / \Delta t \geq f_2) \\ \beta = \lambda \bar{h} / \Delta t & (\lambda \bar{h} / \Delta t < f_2) \\ \beta = 0 & (\bar{h} = 0) \end{cases} \quad (3)$$

式中:  $\lambda$ ——有效孔隙率;  $\bar{h}$ ——地下水(潜水)水深(m);  $\bar{q}$ ——地下水单宽流量( $m^2/s$ );  $E_T$ ——蒸散发( $m/s$ );  $f_2$ ——第 2 层平均渗透速度( $m/s$ );  $\beta$ ——引入参数,用于计算在不同潜水深条件下由第 1 层向第 2 层的实际渗透速度( $m/s$ )。

达西定律:

$$\bar{q} = k \bar{I} h \quad (4)$$

式中:  $k$ ——横向透水系数( $m/s$ );  $\bar{I}$ ——潜水含水层坡降。

第 2 层用于地下水计算的公式与第 1 层采用的公式相同,只是由于层号的不同导致部分参数脚标发生变化;河道与坡面采用同一组方程式进行计算,只是由于个别水流入或流出成分的变化导致公式在形式上略有差别。

1.4.2 初始条件和边界条件 作为计算的初始条件,计算开始时刻,地表径流水深在各最末级分布式小流域源点处被设为 0,地下水的初始(边界)水深由计算开始时刻的实际调查结果确定。垂直方向的边界条件如第 1 层和第 2 层的渗透速度分别根据地表径流和地下水的水深由公式(1)和公式(3)经过计算确定,如公式(1)中的  $\alpha$  等于水深( $h_i$ )与计算时间步长( $dt$ )的比值( $\alpha = h_i / dt$ ),当  $h_i / dt < f_1$  时,实际渗透到第 1 层的速度为  $h_i / dt$  (不等于  $f_1$ )。

1.4.3 计算参数 用于计算的主要参数通过实际调查、实验以及利用流域数字高程模型(DEM)确定。例如:河道和坡面坡度利用 DEM 结合水准测量确定;土层厚度以钻孔调查并参照现有潜水井实际条件确定;表层土壤垂向渗透系数以及土壤孔隙率通过渗透实验确定。因为同类参数随河网上各分布式小流域的不同而有所差异,土壤水力学特性参数呈现出时空变动的特性。另外,流域植被条件的季节性变化明显,如在作物的生长期,地面几乎被作物覆盖,而作物的蒸散发量也因生长期内气象条件和作物本身的生物条件而有所不同,而在非作物生长期,超过 50% 的面积为裸地。由于地面植被被季节性变化明显,导致蒸散发的准确计算难于实现,在降雨—径流过程计算时,引入一个损失系数近似地评价蒸散发(表 1)。对于第 2 层土壤的有效孔隙率、垂向渗透系数等难以利用上述方法确定的参数,采用首先给这些未定参数赋予合理的初值,通过模型海量计算考察数值模拟误差的方法来确定<sup>[19]</sup>。表 1 列出了模型主要参数的特征值,即各参数处于相应的量级。

表 1 主要计算参数特征值索引

参数	坡面		河道
	第 1 层	第 2 层	
糙率/ $(s \cdot m^{-1/3})$	0.08	—	0.06
横向透水系数/ $(m \cdot s^{-1})$	$1.0 \times 10^{-5}$	$2.5 \times 10^{-6}$	$4.0 \times 10^{-6}$
垂向渗透系数/ $(m \cdot s^{-1})$	$3.0 \times 10^{-6}$	$4.0 \times 10^{-7}$	$4.5 \times 10^{-7}$
层厚/m	10.0	25.0	25.0
水深/m	3.0	—	—
有效孔隙率	0.35	0.20	0.20
损失系数/ $(m \cdot s^{-1})$	$1.0 \times 10^{-8}$	—	—

## 2 结果及讨论

### 2.1 模型检验

2.1.1 数值模拟 利用计算机软件 Fortran 开发计算程序(数值模型),通过对观测地表径流的数值模拟来检验模型的实用性和计算精度。计算区域为地表径流观测断面的上游集水区(面积 4 993  $km^2$ ),以

该区域为依托对降雨—径流过程的计算结果,在尺度上可以较充分地反应阿伦河流域的地表径流特征。计算区域的河网基于该区的数字高程模型(DEM)利

用 GIS 中的 ArcMap 生成(图 2a),对河网分割后再集中化的各分布式小流域的空间连接关系如图 2b 所示。

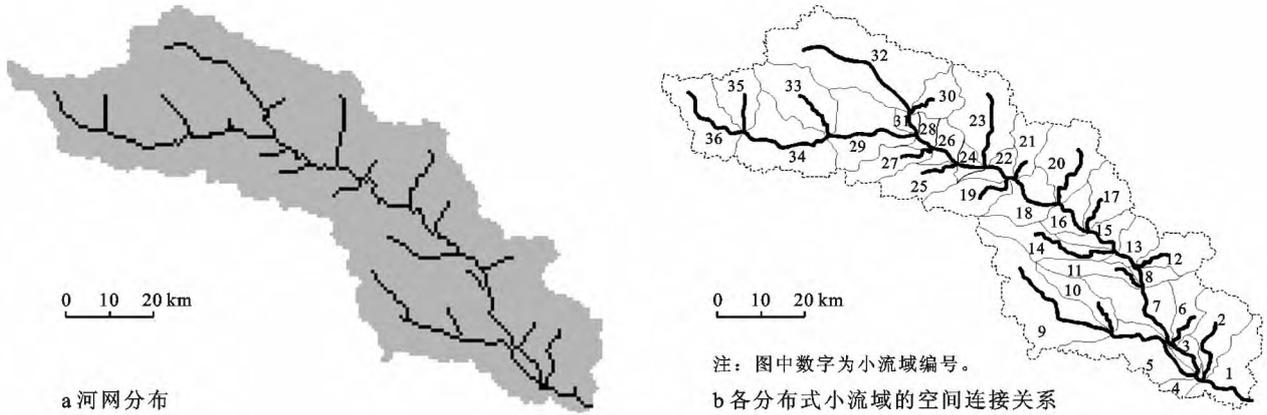


图 2 计算区域的河网及各小流域空间连接关系

对观测断面径流过程进行模拟,结果(观测流量和计算结果的比较)如图 3 所示。由图 3 可知,计算流量与观测值之间的拟合效果较好,在计算时段内二者之间没有明显的差别,计算结果很好地再现了观测径流发生的过程。

2.1.2 误差分析 采用式(5)作为误差判断的基准<sup>[20-21]</sup>,该基准要求观测值与计算值之间的误差小于 0.03。

$$E_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{Q_o(i) - Q_c(i)}{Q_{op}} \right\}^2 \quad (5)$$

式中: $E_r$ ——误差; $n$ ——计算次数; $Q_o(i)$ —— $i$ 时刻的观测流量( $m^3/s$ ); $Q_c(i)$ —— $i$ 时刻的计算流量

( $m^3/s$ ); $Q_{op}$ ——计算时段内的最大观测流量( $m^3/s$ )。

对数值模拟结果进行误差分析,由误差计算结果可知,2013 年 6 月 11—13 日降雨—径流模拟结果的误差为 0.007(图 3a);2013 年 7 月 15—18 日模拟结果的误差为 0.01(图 3b),其中,7 月 15 日 12 时至 7 月 16 日 6 时长历时降雨事件发生期间降雨—径流过程数值模拟的误差为 0.018;对其他时段的降雨—径流模拟结果进行随机误差计算,结果均在误差判断基准允许的范围之内( $<0.03$ )。由误差分析的结果可知,本研究开发的分布式降雨—径流数值模型适用于对阿伦河流域降雨—径流过程进行计算。

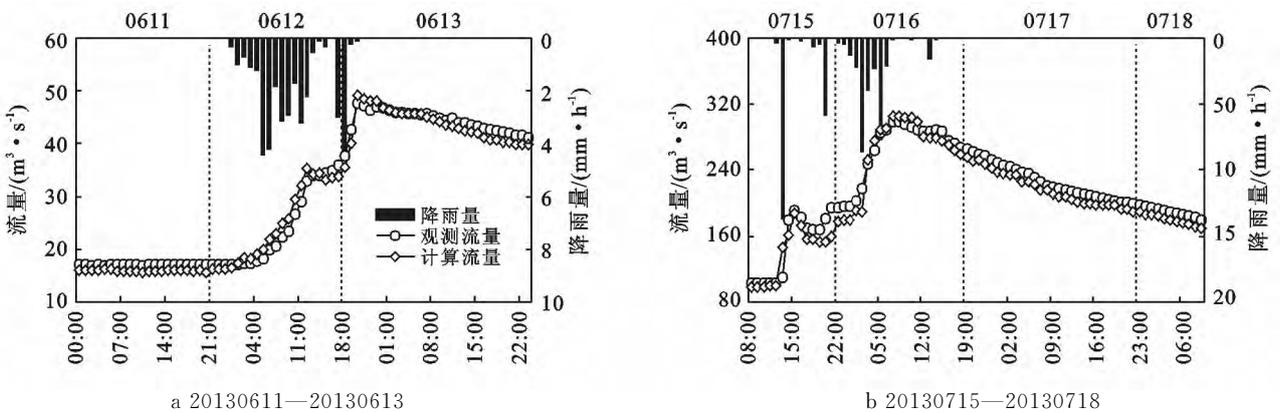


图 3 降雨—径流数值模拟结果

### 2.2 结果及分析

研究流域所在地区自 11 月至次年 4 月为冻土期(包括冻融期),在此其间降水的形式主要为降雪,没有集中降雨发生。利用 2012(降水量 522 mm),2013(降水量 651 mm)年观测的降雨数据,通过模型计算

得到的降雨—径流过程线如图 4 所示。计算时段为每年有集中降雨事件发生的 5—10 月,涵盖研究区整个雨季(6—9 月)。因为计算时间步长为 1 s,数据点过密,流量计算结果以“日均值”、降雨数据以 1 d 序列给出。

根据雨量观测结果,2012 和 2013 年计算时段内的降雨量分别为 476.2 和 622.9 mm,分别占当年降雨总

量的 91.2%和 95.6%;对计算时段内各月径流结果进行统计,并推求逐月径流系数,结果如表 2 所示。

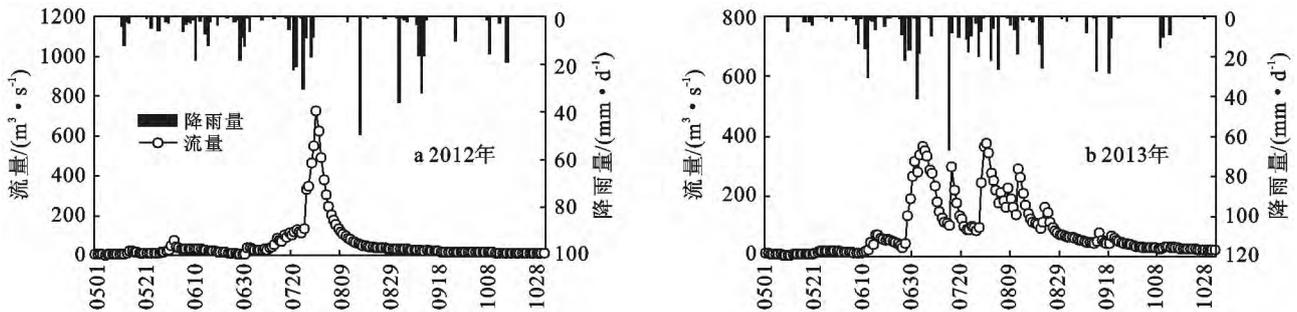


图 4 降雨—径流计算结果

表 2 2012,2013 年主要降雨期间各月径流系数

项目	2012 年						2013 年					
	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
降雨量/mm	36.60	91.20	135.20	53.80	120.80	38.60	22.10	189.70	218.30	77.60	90.70	24.50
径流量/ $10^7 \text{ m}^3$	3.82	11.50	37.70	20.60	11.30	4.16	2.54	1.81	56.20	29.20	16.60	6.58
径流系数	0.21	0.25	0.56	0.77	0.19	0.22	0.23	0.19	0.52	0.75	0.37	0.54

由表 2 结果可知,在计算时段内,2012,2013 年 5,6 月径流系数较小,因为次降雨事件所产生的径流量受降雨强度、降雨量及降雨历时等因子以及下垫面条件(如植被、表层土壤含水率)的影响<sup>[22]</sup>,该时期内降雨事件的次降雨量不大且雨强均值较低,另一方面,下垫面具有较强的入渗能力同时伴随较强烈的蒸发也是导致该时期径流系数较小的原因。7,8 月的月径流系数较大,其值超过 0.5,其中 8 月为最大,其主要原因为 2012 和 2013 年的 7 月降雨量都为当年最多,其前期降雨使土壤含水量增高,随着降雨事件的持续发生,产生了较为集中的径流量;而 8 月发生的降雨多为降雨量相对集中的降雨事件,同时,8 月阴雨天较多,空气湿度相对较大导致蒸散发减弱,从而导致径流量相对于其他月份更为集中。2012 年 9 和 10 月径流系数较小,但 2013 年同期月径流系数相对较大,其主要原因是 2012 年此间发生的降雨多为次降雨量不大且雨强较小的降雨事件,而 2013 年同期发生了降雨量相对集中,雨强较大的次降雨事件,从而导致两年在该时段内径流系数有较大的差别。

基于降雨—径流数值计算结果,可以推求出 2012 和 2013 年 5—10 月的径流量,分别占当年总降雨量的 34.2%和 34.7%。2012 和 2013 年 5—10 月的降雨量均占当年总降水量的 90%以上,年内其他时间的降雨(水)量较小,总量低于年总降水量的 10%,其间的径流形式主要为融雪径流且其占年总径

流量的份额很小,由以上分析可知,2012,2013 年的年径流系数应略高于 0.34。

### 3 结论

(1) 本研究构建的分布式水文数值模型适用于对阿伦河流域降雨—径流过程进行计算,其计算精度可以达到误差基准允许的 0.03 范围之内。

(2) 基于模型计算结果,分别推求了 2012 和 2013 年 5—10 月的径流量和径流系数,两年 7,8 月的径流系数在 0.5 以上;5—10 月的径流量,分别占当年总降雨量的 34.2%和 34.7%。

研究结果期待为同一地区季节性地表水资源的准确评估以及水文过程数值计算平台的构建提供基础数据。

#### [参 考 文 献]

- [1] 谢家泽,陈志恺. 中国水资源[J]. 地理学报,1990,45(2): 210-219.
- [2] 李中锋,刘昌明,杨志峰,等. 对我国水资源问题的哲学思考[J]. 科技导报,2002(9):39-43.
- [3] 段春青,邱林,黄强,等. 灌区农业水资源承载力研究[J]. 西北农林科技大学学报:自然科学版,2005,33(4): 135-138.
- [4] Jain M K, Singh V P. DEM-based modelling of surface runoff using diffusion wave equation[J]. Journal of Hydrology, 2005,302(1/4):107-126.
- [5] Du Jinkang, Xie Shunping, Xu Youpeng, et al. Devel-

- opment and testing of a simple physically-based distributed rainfall-runoff model for storm runoff simulation in humid forested basins [J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 336(3/4):334-346.
- [6] Chua Lloyd H C, Wong Tommy S W, Wang X H. Information recovery from measured data by linear artificial neural networks: An example from rainfall-runoff modeling[J]. *Applied Soft Computing*, 2011, 11(1): 373-381.
- [7] 赵雨森,魏永霞. 黑龙江省西部半干旱区土壤水分入渗规律及其模拟研究[J]. *灌溉排水学报*, 2008, 27(4): 110-112.
- [8] 姜秋香,付强,王子龙. 黑龙江省西部半干旱区土壤水分空间变异性研究[J]. *水土保持学报*, 2007, 21(5): 118-122.
- [9] 魏永霞,张忠学,王立敏. 半干旱区坡耕地抗旱保水技术集成对大豆水分利用效率的影响[J]. *灌溉排水学报*, 2007, 26(6): 73-75, 82.
- [10] 王宇,陈丽华,杨启红,等. 东北半干旱区主要农田防护林树种蒸腾速率研究[J]. *水土保持通报*, 2008, 28(4): 48-51.
- [11] 刘新宇,赵岭,王立刚,等. 阿伦河流域水土保持林土壤抗蚀性研究[J]. *防护林科技*, 2000(3): 21-23.
- [12] 王继常,李利. 梅里斯阿伦河流域生物治理工程的探讨[J]. *防护林科技*, 2014(3): 100-101.
- [13] 张玉峰. 甘南县阿伦河流域水环境质量现状、变化趋势及防治对策[J]. *黑龙江环境通报*, 2012, 36(4): 35-26, 39.
- [14] 周方录,黄金柏,王斌. 基于栅格的不规则断面水深—流量关系曲线确定方法[J]. *水资源研究*, 2013(2): 109-113.
- [15] Yomoto A, Islam M N. Kinematic analysis of flood runoff for a small-scale upland field[J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 137(1/4): 311-326.
- [16] Chua Lloyd H C, Wong Tommy S W, Sriramula L K. Comparison between kinematic wave and artificial neural network models in event based runoff simulation for an overland plane[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 357(3/4): 337-348.
- [17] Cabral M C, Garrote L, Bras R L, et al. A kinematic model of infiltration and runoff generation in layered and sloped soils[J]. *Advances in Water Resources*, 1992, 15(5): 311-324.
- [18] Sarkar R, Dutta S. Field investigation and modeling of rapid subsurface storm flow through preferential pathways in a vegetated hillslope of Northeast India[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2012, 17(2): 333-341.
- [19] Huang Jinbai, Hinokidani O, Yasuda H, et al. Study on characteristics of the surface flow of the upstream region of Loess Plateau[C]. *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, 2008, 52: 1-6.
- [20] 黄金柏,王斌,桧谷治,等. 耦合融雪的分布式流域“降雨—径流”数值模型[J]. *水科学进展*, 2012, 23(2): 194-199.
- [21] Huang Jinbai, Hinokidani O, Yasuda H, et al. Effects of the check dam system on water redistribution in the Chinese Loess Plateau[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2013, 18(8): 929-940.
- [22] Huang Jinbai, Wen Jiawei, Hinokidani O, et al. Runoff and water budget of the Liudaogou Catchment at the wind-water erosion crisscross region on the Loess Plateau of China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2014, 72(9): 3623-3633.

(上接第 223 页)

- [7] Zhou Ping, Meng Jijun. 鄂尔多斯市 1988—2000 年土壤水力侵蚀与土地利用时空变化关系[J]. *自然资源学报*, 2009, 24(10): 1706-1717.
- [8] Wischmeier W H. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains[M]. *USDA Agricultural Handbook*, 1965.
- [9] 章文波,谢云,刘宝元. 利用日雨量计算降雨侵蚀力的方法研究[J]. *地理科学*, 2002, 22(6): 705-711.
- [10] 谢红霞,杨勤科,李锐,等. 延河流域水土保持措施减蚀效应分析[J]. *中国水土保持科学*, 2010, 8(4): 13-19.
- [11] 谢云,刘宝元. 侵蚀性降雨标准研究[J]. *水土保持学报*, 2000, 14(4): 6-11.
- [12] 杨勤科,郭伟玲,张宏鸣,等. 基于 DEM 的流域坡度坡长因子计算方法研究初报[J]. *水土保持通报*, 2010, 30(2): 203-206.
- [13] 赵时英. 遥感应用分析原理与方法[M]. 北京:科学出版社, 2003.
- [14] 郑度. 青藏高原隆升与环境效应[M]. 北京:科学出版社, 2004.
- [15] 高江波,周巧富,常青. 基于 GIS 和土壤侵蚀方程的农业生态系统土壤保持价值评估:以京津冀地区为例[J]. *北京大学学报:自然科学版*, 2009, 45(1): 151-157.