

•水利与土木工程•

DOI:10.15961/j.jsuese.201800686

山丘区小流域沟道洪水演进数值模拟研究

王 明¹, 张新华^{1*}, 张 淼², 刘昌军², 孙东亚²

(1.四川大学 水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 四川 成都 610065; 2.中国水利水电科学研究院 防洪抗旱减灾研究所, 北京 100038)

摘 要:近年来, 山丘区小流域山洪灾害频发, 给当地经济社会造成了严重破坏和影响。为了山洪灾害防治, 对山丘区小流域沟道洪水的准确预报预警尤为重要。但因缺乏沟道断面和洪水等基础资料使得山洪演进分析变得非常困难。为此, 首先针对山丘区小流域地形数据缺失的问题, 基于研究区域的DEM数据概化河道或沟道走向, 并依据河道(网)分级理论和稳定河宽概念, 提出了两种河宽计算公式的适用性选择指标, 以此确定沟道河宽与河槽深度; 其次, 为了解决沟道因规模小、不规整容易发生漫滩和提高山洪演进中的模拟效率等问题, 基于扩散波理论构建并开发了1、2维耦合的山洪模拟模型(1-2D)。为了验证该模型的预测精度和运行效率, 以北京房山区漫水河流域作为研究对象, 选取了该流域3场典型洪水进行数值模拟并将该1-2D模型的模拟结果与实测资料和2维浅水模型(2D)的模拟结果等进行了对比分析。结果表明: 从流量、水位、洪水总量及峰现时间多角度分析, 1-2D模型具有较高的模拟精度, 模拟成果与2维浅水模型的结果也比较接近, 且计算效率更高, 适合山丘区小流域沟道洪水的数值模拟分析与预警预报。

关键词:山丘区; 1、2维耦合; 洪水演进; 沟道

中图分类号:TV131.2

文献标志码:A

文章编号:2096-3246(2019)03-0067-10

Numerical Simulation of Flood Routing in the Gully Regions of Small Mountainous Watersheds

WANG Ming¹, ZHANG Xinhua^{1*}, ZHANG Miao², LIU Changjun², SUN Dongya²

(1.State Key Lab. of Hydraulics and Mountain River Eng., Sichuan Univ., Chengdu 610065, China;

2.Dept. of Water Hazard Research, IWHR, Beijing 100038, China)

Abstract: In recent years, flashfloods have occurred frequently in the gully regions of small-scale watersheds. They have caused a great deal of damages to the local economy and properties. In order to prevent and control mountainous flashflood disasters, accurately forecasting and early warning of this kind of flashfloods is particularly important. However, it is very difficult to simulate the flashflood evolution in the gully regions because of the lack of controlling cross section information and observed flashflood data in the regions. To overcome these problems, firstly, the generalized orientation of a river or gully was obtained based on the DEM data of the study region. In order to determine the channel width and depth, an applicable selection criterion of two channel width formulas are proposed according to the theory of river network classification and the concept of stable river width. Secondly, a coupled model of one and two dimensional (1-2D) flashflood routing was developed based on the theory of diffusive wave to improve the simulation efficiency and to solve the easily overlanding problem due to irregular and small size of the gully. In order to verify the accuracy and efficiency of the coupled 1-2D model, a case study was conducted at the Manshui river-basin in Fangshan District of Beijing city, and the simulated results of the coupled 1-2D model were compared with those of the 2D shallow water model and the observed data. The results indicate that the coupled 1-2D model has a reasonably high accuracy which is almost the same as that of 2D shallow water model in the aspects of flashflood discharge, water level, total volume and peak arrival time. In addition, the simulating efficiency of the coupled 1-2D model is higher than that of 2D shallow water model, which implies the coupled 1-2D model is much more suitable for the numerical prediction and early warning of flashfloods than the 2D shallow water model in small scale watersheds.

Key words: mountainous areas; 1,2D coupled; flood routing; gully

收稿日期:2018-06-17

基金项目:国家自然科学基金项目(51579162; 51879174); 国家重点研发计划项目(218YFC1505004); 山洪灾害防治项目建设与管理(中央部级)技术支撑服务项目(SHZH-IWHR-79)

作者简介:王 明(1996—), 男, 硕士生. 研究方向:水力学及河流动力学. E-mail: 1135371044@qq.com

* 通信联系人 E-mail: xhzhang@scu.edu.cn

网络出版时间:2019-04-19 16:06:30

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/51.1773.TB.20190418.1746.011.html>

<http://jsuese.ijournals.cn>

<http://jsuese.scu.edu.cn>

洪水灾害是中国发生最为频繁的自然灾害之一,给当地经济社会、生命财产等造成了重大影响。近年来,国内外学者利用数值模型模拟洪水演进,通过预判洪水过程以实现防洪目标。目前研究洪水演进的模型有1维水动力模型(1D)、2维水动力模型(2D)以及1-2D模型。1D模型主要应用于长河道且无漫滩现象的洪水演进情形,但不适用于下游水流运动较为复杂的防洪保护区^[1]。2D模型相较于1D模型能够处理的计算信息更为丰富,并且被广泛应用于流域内洪水及泥石流等灾害的预测和定量分析中,并且能精确地揭示灾害发生的原因及过程^[2],但也存在着对地形资料要求较高且计算耗时较长等缺点。所以近些年相关学者也在探寻建立1-2D模型,充分利用1D和2D模型两者的优势,并有了广泛的应用。Finaud-Guyot和Huthoff等分别运用1、2维浅水动力耦合模型模拟了天然河道与冲积平原的洪水演进情况以及美国中部密西西比河河道洪水及溃堤洪水的演进情况^[3-4]。张大伟等^[5]采用基于 Preissmann格式的1维模型和非结构网格Roe 格式的2维有限体积模型进行溃堤洪水耦合计算。姜晓明等^[6]基于黎曼近似解 Godunov 格式的1维、2维数学模型进行溃堤洪水的耦合计算。付成威等^[7]建立了可在时间和空间上使1D模型和2D模型完全同步的1、2维实时动态耦合模型,并能够真实地反映溃堤和溃坝过程中水位和流量的动态变化过程。陈文龙等^[8]通过构造并求解 Riemann问题实现1、2维模型耦合,可有效模拟具有任意溃口形状的溃堤洪水演进过程。苑希民等^[9]采用非结构网格与特殊边界耦联的方式,建立具有真实地形的耦合模型。陈俊鸿等^[10]建立了可模拟极端洪水演进过程的耦合模型,并进行风险分析与评估。吴滨滨等^[11]通过在2维网格边元上概化1维河网的方式,并结合并行计算措施,提高了1-2D模型的计算效率和稳定性。

但上述1-2D模型大多应用在江河干流下游、地形相对比较平坦、水文资料也比较丰富的地区。山丘区小流域多为沟道,规模小且地势复杂,沟道断面数据也较难获取;且山丘区河底比降较大,山洪演进速度较快,洪水波的衰减、坦化较平原地区慢,回水顶托等影响也可以忽略。因此,在山洪演进数值模拟中,一方面可以将水流运动中的控制方程做适当简化;另一方面,根据简化的控制方程构建的数值模拟模型也可以提高数值模拟效率,为山洪防治赢得更多宝贵的预警时间。根据水动力学原理可知,扩散波模型忽略了惯性项,在数值计算中需要参数较少,物理概念清晰,且耗时较短。由于扩散波模型还保留了压力项即扩散项,洪水波的波峰会随时间和传播距

离逐渐坦化,因此能保证计算结果具有一定精度^[12]。为此,作者首先根据河网分级理论和稳定河宽概念,提出了山丘区小流域沟道断面的概化方法,其次,基于扩散波理论构建了1、2维耦合的数值模拟模型,为了在保证一定模拟精度的前提下,提高山丘区小流域沟道洪水演进的数值模拟效率。最后,通过在北京房山区漫水河流域开展适用性研究,从洪峰、洪量、流量和水位过程等方面来验证本研究提出方法与模型的合理性。

1 模型建立

1.1 控制方程

1) 1维水流的控制方程为:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (2)$$

式(1)~(2)中: Q 为流量, m^3/s ; x 、 t 为空间和时间上的坐标; A 为河道过水断面面积, m^2 ; g 为重力加速度, m/s^2 ; Z 为水位, m ; S_f 为摩阻比降。

依据扩散波的原理,忽略式(2)中的惯性项(即等号左边第1和第2项)可得:

$$S_f = -\frac{\partial Z}{\partial x} \quad (3)$$

由谢才公式可得流量:

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3} S_f^{1/2} \quad (4)$$

所以可定义一个传递系数 $\alpha = \frac{1}{n} AR^{2/3} \left| \frac{\partial Z}{\partial x} \right|^{1/2}$ 使得:

$$Q = -\alpha \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (5)$$

将式(5)代入式(1)可得1维扩散方程:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{\partial Z}{\partial x} \right) \quad (6)$$

2) 2维水流的控制方程为:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + gh \left(S_{fx} + \frac{\partial Z}{\partial x} \right) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + gh \left(S_{fy} + \frac{\partial Z}{\partial y} \right) = 0 \quad (9)$$

式中: q_x 、 q_y 为 x 、 y 方向上的单宽流量, m^2/s ; S_{fx} 、 S_{fy} 为 x 、 y 方向上的摩阻比降; g 为重力加速度, m/s^2 ; h 为水

深, m。

依据扩散波的原理,与1维模块相似,忽略式(8)和(9)的惯性项可得:

$$\begin{cases} S_{fx} = -\frac{\partial Z}{\partial x}, \\ S_{fy} = -\frac{\partial Z}{\partial y} \end{cases} \quad (10)$$

其相应的单宽流量为:

$$\begin{cases} q_x = \frac{1}{n} h^{5/3} S_{fx}^{1/2}, \\ q_y = \frac{1}{n} h^{5/3} S_{fy}^{1/2} \end{cases} \quad (11)$$

同样可以定义传递系数:

$$\begin{cases} \beta_x = \frac{1}{n} h^{5/3} \left/ \left| \frac{\partial Z}{\partial x} \right| \right|^{1/2}, \\ \beta_y = \frac{1}{n} h^{5/3} \left/ \left| \frac{\partial Z}{\partial y} \right| \right|^{1/2} \end{cases} \quad (12)$$

使得:

$$\begin{cases} q_x = -\beta_x \frac{\partial Z}{\partial x}, \\ q_y = -\beta_y \frac{\partial Z}{\partial y} \end{cases} \quad (13)$$

将式(13)代入式(7)可得到2维扩散方程:

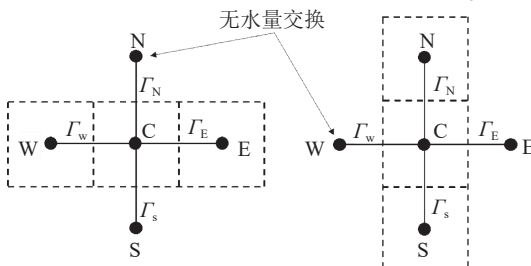
$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta_x \frac{\partial Z}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\beta_y \frac{\partial Z}{\partial y} \right) \quad (14)$$

1.2 计算方法

按照有限差分的思想,进行数值离散,并采用结构化网格的布置方式,单元网格即为控制体。然后根据与相邻网格间的水位差计算通过网格边界的流量值,最后根据流量变化情况得到每个时间步长内网格的水深变化。

1)对于1维河道网络,其中心网格只与东西或南北两个方向的相邻网格发生水量交换,如图1(a)所示。其与相邻网格间的流量计算公式如下:

$$Q_{ri} = -(\alpha|_{r_i})(Z_i - Z_C)/L \quad (15)$$



(a) 1维河道网络

式中, i 可表示为东(E)、西(W)、南(S)、北(N)4个方向。以东面相邻网格水量交换为例,其传递系数为:

$$\alpha|_{r_E} = \begin{cases} \left(\frac{1}{n} AR^{2/3} \right)_{r_E} \left/ \left| \frac{Z_E - Z_C}{L} \right| \right|^{1/2}, & |Z_E - Z_C| \geq \varepsilon; \\ 0, & |Z_E - Z_C| < \varepsilon \end{cases} \quad (16)$$

式中: L 为网格尺寸, m; n 为相邻网格间的平均糙率。

其中,当 $|Z_E - Z_C|$ 小于容许值 $\varepsilon = 10^{-3}$ 时,取 $\alpha|_{r_E} = 0$ 。

在每个时间步长 Δt 内,每个河道网络的流量变化为:

$$\Delta Q_C = Q|_{r_E} + Q|_{r_W} \text{ 或 } \Delta Q_C = Q|_{r_N} + Q|_{r_S} \quad (17)$$

其水深的变化量为:

$$\Delta h_C = \Delta Q_C \Delta t / L^2 \quad (18)$$

最后,河道网络经过一个时间步长后的水位为:

$$Z_C^{i+1} = \Delta h_C + Z_C^i \quad (19)$$

2)对于2维滩地网格,其中心网格与4个方向的相邻网格均发生水量交换,如图1(b)所示。中心网格4个方向的单宽流量计算公式如下:

$$q|_{r_i} = -(\beta_x|_{r_i})(Z_i - Z_C)/L \quad (20)$$

以东面相邻网格水量交换为例,其传递系数为:

$$\beta_x|_{r_E} = \begin{cases} \left(\frac{1}{n} \bar{h}^{5/3} \right)_{r_E} \left/ \left| \frac{Z_E - Z_C}{L} \right| \right|^{1/2}, & |Z_E - Z_C| \geq \varepsilon; \\ 0, & |Z_E - Z_C| < \varepsilon \end{cases} \quad (21)$$

式中: $\bar{h}$ 为水量交换后的平均水深, m。其中,当 $|Z_E - Z_C|$ 小于容许值 $\varepsilon = 10^{-3}$ 时,取 $\beta_x|_{r_E} = 0$ 。

同样地,在每个时间步长 Δt 内,每个滩地网格的单宽流量变化为:

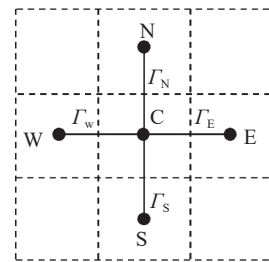
$$\Delta q_C = q|_{r_E} + q|_{r_W} + q|_{r_N} + q|_{r_S} \quad (22)$$

其水深的变化量为:

$$\Delta h_C = \Delta q_C \Delta t / L^2 \quad (23)$$

最后再计算滩地网格每个时间步长后的水位为

$$Z_C^{i+1} = \Delta h_C + Z_C^i。$$



(b) 2维滩地网络

图1 网格示意图

Fig. 1 Grid diagram

1.3 耦合模块

1、2维数值模型的耦合,关键在于如何确定1、2维计算区域的连接点处的水力要素。目前求解方法有两种:1)将1、2维模型模拟区域延长一重叠段求解;2)直接在耦合模型连接断面处,通过建立水位、流量等水力要素相关的方程来求解^[13]。所构建的耦合模型采用第2种方法,即通过在1、2维连接断面处构建水量平衡方程,来实现1、2维耦合。如图2所示, W 为河道宽度, L 为网格尺寸, D 为河槽或沟槽深度。

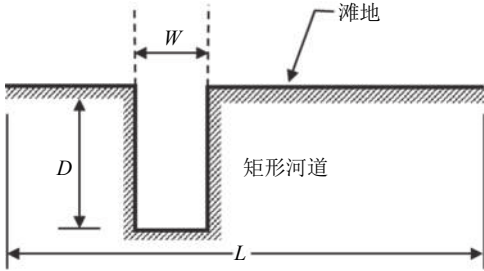


图2 耦合模型连接断面

Fig. 2 Coupling model connection section

依据水量平衡原理,滩地与河槽间在水量交换后实现水位相等,具体可细分为4种情形,如图3所示。图3中, Z_A 为滩地水位, Z_B 为沟道水位, Δh 为两者的水位差, Z_0 为滩地高程, Δh_A 为滩地水位与滩地高程的高程差, Δh_B 为沟道水位与滩地高程的高程差。

1)当沟道水位高于滩地高程,且低于滩地水位时,水流从滩地流向河槽,河槽内水位抬高,滩地水位下降,水量交换后的新水位高于沟道两侧的滩地高程,如图3(a)所示。结合图2可推求具体计算公式如下:

$$\begin{cases} Z_{B\text{new}} = Z_B + \Delta h(L - W)/L, \\ Z_{A\text{new}} = Z_{B\text{new}} \end{cases} \quad (24)$$

2)当沟道水位高于滩地高程和滩地水位时,此时多发生在沟道洪水起涨并发生漫滩的阶段,河槽内洪水漫至沟道两侧的滩地,水量交换后的新水位高于滩地高程,如图3(b)所示。结合图2可推求具体计算公式如下:

$$\begin{cases} Z_{A\text{new}} = Z_A + \Delta h W/L, \\ Z_{B\text{new}} = Z_{A\text{new}} \end{cases} \quad (25)$$

3)当沟道水位低于滩地高程时,此时多发生在洪水演进后期,沟道洪水流量减小,滩地洪水逐渐回归河槽,若滩地洪水全部回归河槽,则水量交换后的新水位低于滩地高程,滩地水深仅为表面滞留水深0.001 m,如图3(c)所示。结合图2可推求具体计算公式如下:

$$\begin{cases} Z_{B\text{new}} = Z_B + \Delta h_A L/W, \\ Z_{A\text{new}} = Z_0 + 0.001 \text{ m} \end{cases} \quad (26)$$

4)同情况3),若滩地的洪水总量超出河槽的蓄洪量,则水量交换后的沟道水位高于滩地高程,滩地水位与沟道水位持平,如图3(d)所示。结合图2可推求具体计算公式如下:

$$\begin{cases} Z_{B\text{new}} = Z_0 + [(Z_A - Z_0)(L - W) - \Delta h_B W]/L, \\ Z_{A\text{new}} = Z_{B\text{new}} \end{cases} \quad (27)$$

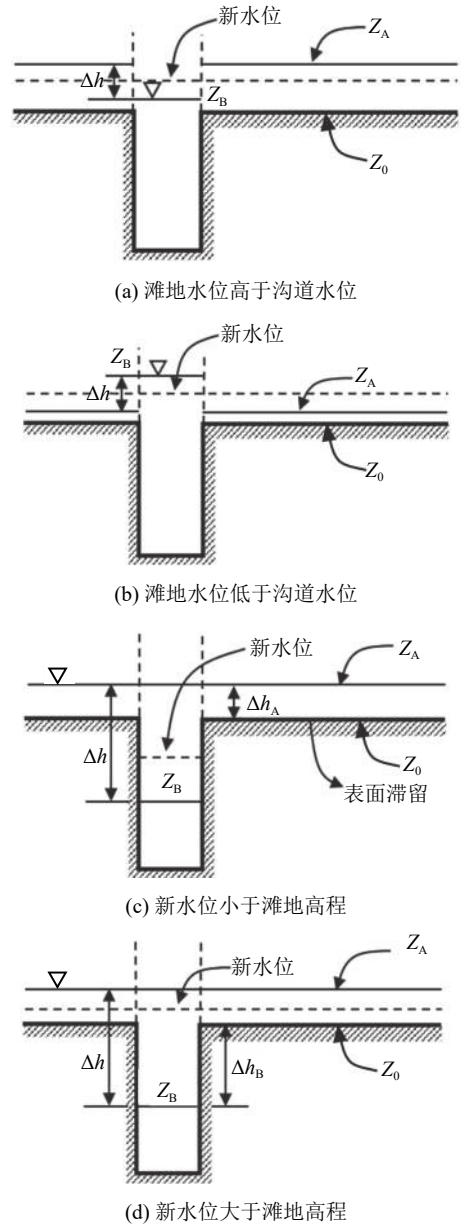


图3 水量交换的不同情形

Fig. 3 Different situations of water exchange

1.4 计算条件

本文所构建的1-2D模型采用了动态时间步长,即根据中心网格的水量变化情况增大或减小下一阶段时间步长,直到水位变化在合理范围内。入流

边界为给定的流量历时曲线 $Q=f(t)$;干湿边界采用动边界方法,即根据每个边界网格的滞留水深(一般取0.001 m)来判断;出流边界条件采用滑移边界处理。

2 数据准备

2.1 网格布置

所构建1-2D模型的网格包括河道网格和滩地网格。在所研究区域范围内,根据河流流经的位置来判断网格属性。由于山丘区海拔落差大,河流地形数据采集比较困难,河流走向难以概化。为此,基于日本经济产业省(METI)与美国航天局(NASA)2009年共同推出的30 m×30 m分辨率的ASTER GDEM数据,通过ArcGIS软件提取研究区域的高程数据,概化出研究区域河流大致走向,并据此来布置网格。

2.2 沟道断面概化

山丘区小流域往往因地处偏远、地势起伏落差大等原因,造成实测沟道断面数据难以采集。为此,本研究利用河网分级理论和稳定河宽概念提出了山丘区小流域河道宽度和深度的经验公式及选择依据,从而实现对山丘区小流域的沟道断面概化。

2.2.1 河宽计算

河道宽度计算公式的选择需要考虑到流域形态、河道特征等因素,包括流域面积、水系形状、河流等级以及流域出口河宽等。其中,采用河流发育系数 K 量化描述水系形状,该系数是指河网中支流总长度与干流长度的比值,用来描述河网各级河流构成^[14],其计算方法如下:

$$K=L_b/L_m \tag{28}$$

式中, K 为河流发育系数, L_b 为支流河流长度, L_m 为干流的河流长度。

LEE等^[15]提出了河宽与流域面积或河流长度的关系式:

$$B_i=B_\Omega\left(\frac{\bar{A}_i}{A}\right)^{0.5} \tag{29}$$

$$B_i=\frac{B_\Omega\sum_{l=1}^iL_{cl}}{\sum_{l=1}^{\Omega}L_{cl}} \tag{30}$$

式中: Ω 是流域河网级数; B_Ω 为流域出口河宽,m; $\bar{A}_i$ 是第 i 级河流的平均集水面积, km^2 ; A 为流域总面积, km^2 ; L_{cl} 为第 l 级河流的河长。其中,流域出口河宽 B_Ω 是唯一需要实测的河道断面数据。

研究以全国5省市9个流域中12条有实测资料的山丘区河流为研究对象,将其实测河宽数据与两种河宽计算公式的计算结果进行了对比分析,得到了河宽计算公式的选择依据(表1):当流域面积小于160 km^2 时,2种河宽公式平均相对误差分别为8.1%和6.7%,2种公式计算结果均接近实测宽度。当流域面积大于160 km^2 时,若河流发育系数 K 小于0.7,宜选用式(29)估算沟道河宽,其平均相对误差为5.9%,如四川剑阁流域采用式(29)计算河宽更精确;若 K 大于0.7,则选用式(30)估算沟道河宽,其平均相对误差为9.5%,如北京门头沟流域采用式(30)计算河宽更精确。

表1 河宽计算公式适用性分析
Tab. 1 Applicability analysis of river width formula

流域位置	流域面积 /km ²	流域出口河宽 B_Ω /m	河流发育 系数 K	河流等级 i	式(29)计算值		式(30)计算值		实测值
					$\bar{A}_i/\text{km}^2$	河宽/m	L_{cl}/km	河宽/m	河宽/m
四川剑阁	218	53.9	0.66	1级	34.5	21.5	50 531	35.4	20.7
湖南涟源	163	17.8	0.70	1级	19.3	6.1	40 430	12.4	10.9
甘肃马街	75	7.9	0.76	1级	33.4	5.3	15 323	6.0	7.3
福建司前	151	24.6	0.51	1级	42.4	13.0	24 711	12.5	12.4
			0.66	1级	33.4	13.0	223 360	43.2	11.4
			0.24	2级	81.1	20.2	77 685	58.3	20.1
福建乌墩	1126	75.3	0.23	3级	354	42.2	72 077	72.2	42.2
			0.45	1级	36.8	21.7	24 711	22.9	22.1
北京密云	159	46.7	0.62	1级	24.2	18.5	25 025	23.1	20.3
北京怀柔	95	37.1	0.74	1级	27.6	10.6	62 520	26.0	24.7
北京门头沟	304	35.1	0.52	1级	21	14.9	120 444	42.9	14.0
			0.35	2级	115	34.7	71 820	68.4	31.0

2.2.2 河深计算

山丘区小流域往往也没有河槽或沟槽深度的数据,但可通过稳定河宽概念推求河深^[16],即:

$$D=\frac{B^m}{\zeta}$$

(31)

式中: ζ 为河相系数; m 为指数系数; B 为河道宽度, m; D 为河槽深, m。其中, 对于山丘区小流域的天然沟道, 可取 $m=0.5$, 因其河岸为不冲或难冲的河段较多, 取 $\zeta=2$ ^[17]。

3 应用实例

3.1 区域概况及数据

为了分析论证所构建的1-2D模型对山丘区小流域的适用性, 选择具有一定实测资料的北京市房山区漫水河流域部分河段为研究对象, 具体位置如图4所示。漫水河, 也称大石河, 其位于北京市房山区境内, 发源于房山区霞云岭乡堂上村, 全长129 km, 流域面积1 280 km², 属拒马河支流。研究区域内支流汇口处上游1.1 km处为北京市房山区河北镇李各庄村, 上游2.1 km处为河北镇政府驻地, 下游0.5 km处为河东村, 下游7.4 km处为青龙湖镇漫水河村。

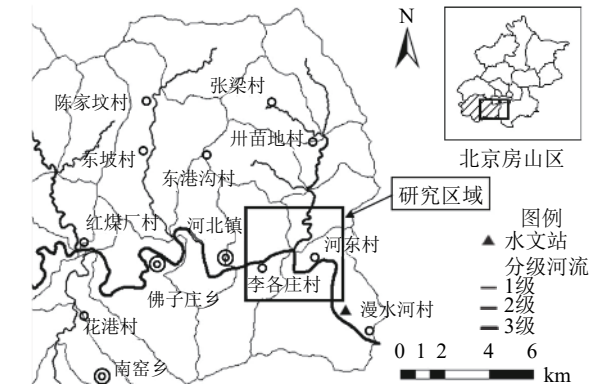


图 4 研究区域流域图

Fig. 4 River basin schematic of research area

研究区域范围大小为2 310 m×1 890 m, 中心位于E115.964 3°、N39.830 5°, 根据其流域地形地势分析并确定河道网格(图5)。其中河道糙率取0.016, 滩地糙率取0.04。根据式(28)~(31)可计算出漫水河干流段的平均河宽为31.9 m、平均河深为2.8 m; 漫水河支流段的平均河宽为12.3 m、平均河深为1.8 m。

根据已知水文资料, 可选取有明显洪峰过程的实测洪水资料作为模型入流边界, 本研究选取了3场实测洪水资料进行模拟分析, 出口断面洪水参数如表2所示。采用1-2D模型与2维浅水模型(2D)分别对3种工况进行模拟计算, 通过对比分析两者的模拟结果, 并结合下游典型断面的水位和流量实测数据, 对构建的1-2D模型进行了验证。

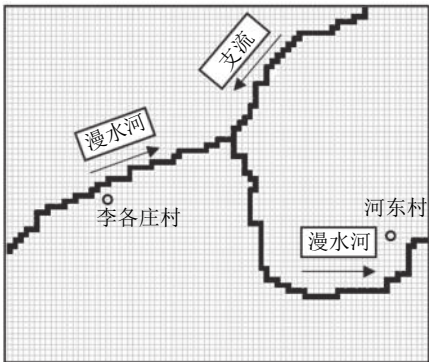


图 5 河道网格布置

Fig. 5 Channel grid connections distribution

表 2 不同洪水工况下的断面实测数据

Tab. 2 Measured data of cross section under various flood conditions

洪水场次	洪峰流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	初始流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	峰现时间/h	洪水历时/h
1982-08	77.0	16.3	5	10
1988-08	210.0	3.0	10	27
2012-07	1 018.0	40.7	5	26

3.2 模拟结果与验证分析

3.2.1 流量水位验证

对3种不同场次的洪水, 采用1-2D模型和2D模型进行洪水演进模拟的结果及其与实测洪水资料的对比分析成果如图6所示。图6的左侧为流量过程, 右侧为水位过程。对于1988年8月与2012年7月这两场洪水(图6(b)和(c)), 2种模型的模拟结果比较接近, 且与实测数据吻合良好, 整个模拟时段内的流量相对误差不超过20%, 水位的相对误差也在0.8%以内; 而1982年8月的洪水(图6(a)), 1-2D模型的模拟效果稍差一些, 这是因为1-2D模型是基于扩散波理论构建的, 其控制方程忽略了惯性项。此外, 该场洪水规模较小($Q_{\max}=77\text{ m}^3/\text{s}$)且洪水过程线属于矮胖型, 而波速由洪峰的传播速度决定, 所以1-2D模型模拟的洪水起涨会稍快, 即在模拟初期流量曲线会偏离实测数据, 相对误差较大; 但在4 h后模拟结果趋于稳定并与实测数据接近, 如图6(a)所示。而水位模拟结果最大绝对误差仅0.1 m, 整个模拟时段内相对误差均小于0.2%。由此表明1-2D模型的模拟结果在整体上能保证一定的精度, 能满足山洪预警预报的精度要求。

为了进一步探讨1-2D模型的模拟精度是否满足规范要求, 根据《水文情报预报规范》(GB/T 22482—2008), 对比分析了模拟洪水过程与实测数据的洪峰流量、峰现时间以及洪水总量3个参数的差异, 如表3所示。对于1988年8月和2012年7月的两场洪水, 两种模型的计算结果与实测值接近, 除了1988年8月洪水采用2D模型模拟的洪峰流量误差偏大外(相对误

差11.9%), 3个参数的相对误差都远低于相应的允许误差, 且1-2D模型优于2D模型; 而对于1982年8月的洪水, 2D模型在峰现时间及洪水总量上的模拟结果更为精确, 但1-2D模型模拟的洪峰流量更接近实测

数据。总体而言, 1-2D模型模拟的洪水过程及几项表征洪水特性的关键性指标均符合水文规范有关规定。因此, 本文开发的1-2D模型对山洪演进过程的数值模拟成果达到山洪防治与预警预报的精度要求。

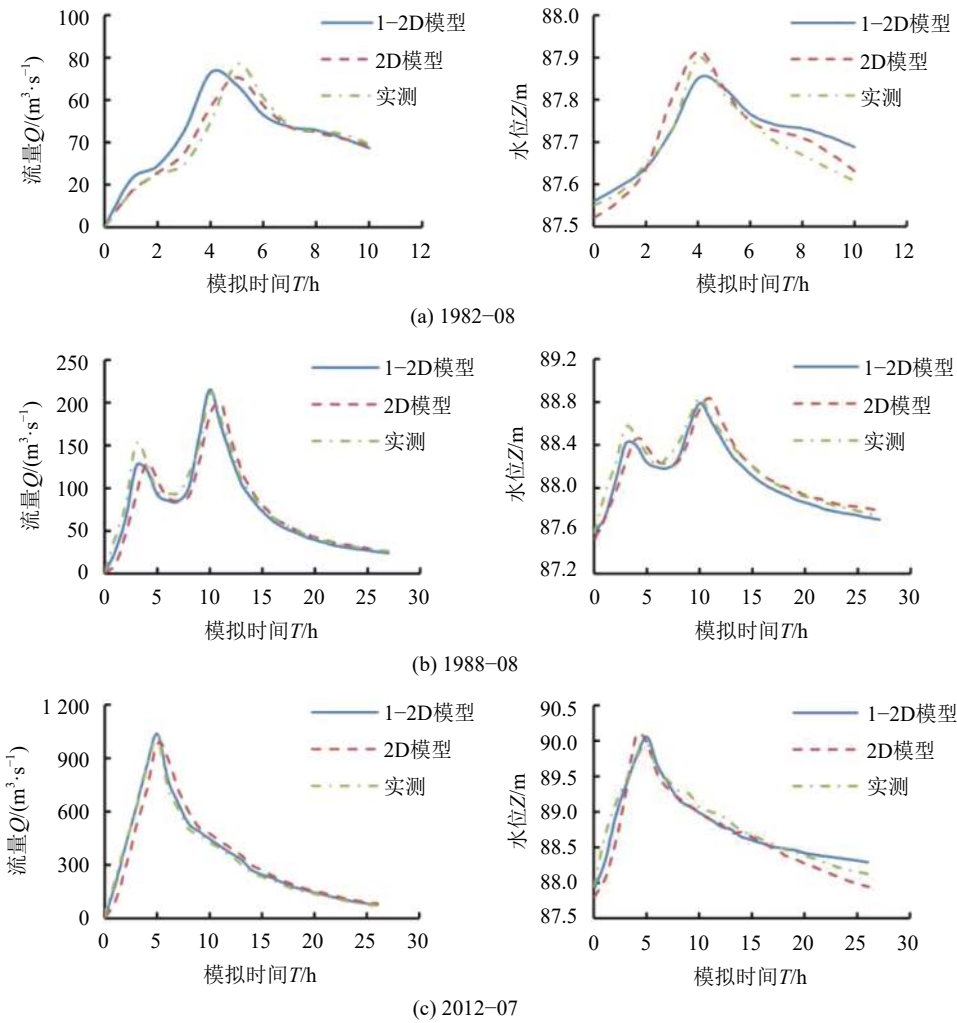


图 6 两种模型流量和水位模拟结果

Fig. 6 Discharge and water level simulation results of two models

表 3 两种模型模拟洪水特性对比分析

Tab. 3 Comparing analysis of flood characteristics of two models

洪水场次	数据来源	洪峰流量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	相对误差/%	允许误差/%	峰现时间/min	相对误差/%	允许误差/%	洪水总量/(10^5 m^3)	相对误差/%	允许误差/%
2012-07	实测	1 018.0	—		300	—		316	—	
	1-2D	1 036.0	1.8	5.0	306	2.0	30	327	3.5	20
	2D	982.0	3.5		312	4.0		327	3.5	
1988-08	实测	210.0	—		600	—		806	—	
	1-2D	216.0	2.9	5.0	606	1.0	30	752	6.7	20
	2D	185.0	11.9		618	3.0		747	7.3	
1982-08	实测	77.0	—		300	—		149	—	
	1-2D	73.2	4.9	5.0	252	16.0	30	159	6.7	20
	2D	70.7	8.2		303	1.0		150	0.7	

3.2.2 漫滩分析

采用1-2D模型,不仅可以模拟沟道的洪水演进过程,同时还可以模拟滩地和沟道间的水量交换情形。以2012年7月的洪水场次为例,不同时刻洪水淹没情况如图7所示,左侧为水深分布图,其中方框范围内为漫滩现象较为明显的区域,右侧为该区域的局部放大图,其中虚线范围内为沟道。模拟初期,沟

道内水深较浅,滩地无洪水漫过(图7(a));随着时间的推移,沟道水深逐渐增大,直到其大于河槽深度,洪水开始在沟道附近地势低洼处发生漫滩(图7(b));洪峰过后,随着上游来流量的减少,沟道水位逐渐下降,漫溢出沟道的水量也相应减少,漫滩面积逐渐减小,直到洪水全部回归河槽(图7(c))。

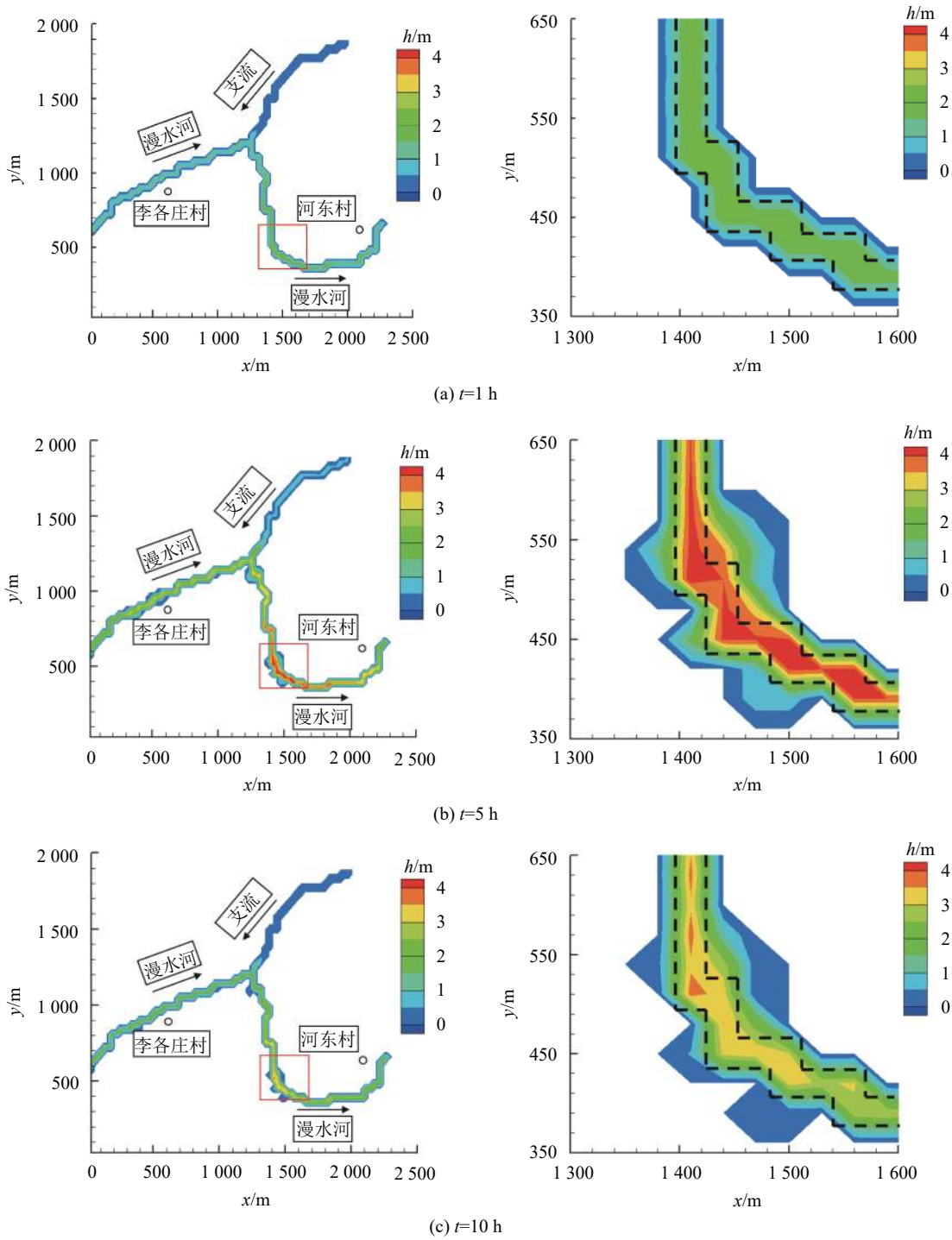


图 7 房山区流域洪水淹没过程

Fig. 7 Inundated area in Fangshan detention basin

为了验证1-2D模型模拟漫滩过程的准确性,将1-2D模型与2D模型模拟的洪水淹没范围也进行了对比分析(表4)。从表4可知:2个模型在不同模拟时间内的淹没面积也比较相近,与2D模型模拟结果最大相对误差在2.50%以内,这表明1-2D模型在模拟分析漫滩现象也具有较高精度。

表 4 两种模型的淹没面积对比分析

模拟时间/h	淹没面积/m ²		相对误差/%
	1-2D模型	2D模型	
1	19 530	19 961	2.16
5	27 875	28 404	1.86
10	24 489	25 119	2.50

3.2.3 模拟效率对比

为了分析1-2D模型的模拟效率,将1-2D模型与2D模型的实际计算耗时进行了对比,3场洪水模拟耗时如表5所示。由表5中数据可知,模型实际计算耗时与洪水历时和洪峰流量有关,其中,1-2D模型的实际计算耗时远小于2D模型的实际计算耗时。由于扩散波模型计算过程中所考虑的物理参数较少,模拟计算更高效。因此,当山洪灾害来临时,采用1-2D模型在保证一定数值模拟精度的前提下能以更短的时间模拟出山洪的演进过程,这可为下游防洪抢险赢得更多宝贵的时间。

表 5 两种模型模拟计算时间对比分析

洪水场次	洪峰流量/(m ³ ·s ⁻¹)	洪水历时/h	实际计算耗时/h	
			1-2D模型	2D模型
1982-08	77.0	10	0.5	2.5
1988-08	210.0	27	0.8	4.5
2012-07	1 018.0	26	1.5	6.0

4 结 语

针对山丘区小流域沟道洪水(山洪)演进中遇到的沟道发育不规整、缺乏断面资料以及洪水演进效率和防洪抢险时间等要求,基于河道(网)分级理论和稳定河宽概念,提出了沟道断面概化方法,再根据山洪在沟道中的传播速度快、洪水衰减坦化慢等特点,提出了基于扩散波理论的1-2D模型。通过在资料条件较好流域开展实际应用研究,获得的主要研究成果如下:

1)基于河道(网)分级理论和稳定河宽概念确定沟道河宽与河槽深度的方法可以解决山丘区小流域沟道断面的概化问题。通过对北京、四川、湖南、福

建、甘肃等5省市9个流域的12条有实测资料的小流域(河流分级低于3级的沟道)特征分析,提出的采用河流发育系数K作为基于河长和集水面积的两个河宽计算公式的适用性选择指标和稳定河宽计算河槽深度的方法基本合适;

2)通过对北京房山区漫水河流域3场洪水的流量和水位模拟成果表明:1-2D模型有较高的模拟精度,且洪峰流量、峰现时间及洪水总量的模拟值与实测值的相对误差均小于规范规定的允许误差。此外,其模拟效率也高于2维浅水模型。因此,本文所构建的1-2D模型对山丘区小流域沟道洪水演进的数值模拟具有较好的适用性和高效性;

3)本文开发的1-2D模型通过在1、2维连接断面处构建水量平衡(守恒)条件,推求出的4种不同情形下的水位计算公式成功地解决了山丘区小流域沟道因规模小、不规整、易发生漫滩的问题,且模拟结果与二维浅水模型计算结果也比较一致。

综上,本文的研究成果可为资料缺乏流域的沟道洪水演进模拟,山洪防治、预报预警等提供一定的技术支撑与参考。

参考文献:

[1] Zhang Qingzi,Liu Xiaolong,Chen Junhong,et al.1D and 2D hydrodynamic simulation model and its application in flood protection area[J].[Harnessing the Huaihe River](#),2016(9): 19-21.[张庆梓,刘小龙,陈俊鸿,等.防洪保护区水动力一二维精细化模拟模型及应用[J].[治淮](#),2016(9):19-21.]

[2] Zhang Chi,Zhang Jiahua,Wang Hao.Numerical simulation of flash flood routing based on grid outflow correction method[J].[Journal of Hohai University\(Natural Sciences\)](#),2014, 42(2):107-113.[张驰,张家华,王浩.基于网格流出修正法的山洪演进数值模拟[J].[河海大学学报\(自然科学版\)](#), 2014,42(2):107-113.]

[3] Finaud-Guyot P,Delenne C,Guinot V,et al.1D-2D coupling for river flow modeling[J].[Comptes Rendus Mécanique](#),2011, 339(4):226-234.

[4] Huthoff F,Remo J W F,Pinter N.Hydrodynamic levee-breach and inundation modeling of a levee district along the middle mississippi[C]//[World Environmental and Water Resources Congress](#),Albuquerque:EWRI,2012:1428-1437.

[5] Zhang Dawei,Li Danxun,Chen Zhicong,et al.Coupled one- and two-dimensional hydrodynamic models for levee-breach flood and its application[J].[Journal of Hydroelectric Engineering](#),2010,29(2):149-154.[张大伟,李丹勋,陈稚聪,等.溃堤洪水的一维、二维耦合水动力模型及应用[J].[水力发电学报](#),2010,29(2):149-154.]

[6] Jiang Xiaoming,Li Danxun,Wang Xingkui.Coupled one- and two-dimensional numerical modeling of levee-breach

- flows using the Godunov method[J]. *Advances in Water Science*, 2012, 23(2): 214–221. [姜晓明, 李丹勋, 王兴奎. 基于黎曼近似解的溃堤洪水一维-二维耦合数学模型[J]. *水科学进展*, 2012, 23(2): 214–221.]
- [7] Fu Chengwei, Yuan Ximin, Yang Min. A realtime dynamic coupling model for flood routing and its application to flood risk charting[J]. *Hydro-Science and Engineering*, 2013(5): 32–38. [付成威, 苑希民, 杨敏. 实时动态耦合模型及其在洪水风险图中的应用[J]. *水利水电工程学报*, 2013(5): 32–38.]
- [8] Chen Wenlong, Song Lixiang, Xing Linghang, et al. A 1D-2D coupled mathematical model for numerical simulating of flood routine in flood protected zone[J]. *Advances in Water Science*, 2014, 25(6): 848–855. [陈文龙, 宋利祥, 邢领航, 等. 一维-二维耦合的防洪保护区洪水演进数学模型[J]. *水科学进展*, 2014, 25(6): 848–855.]
- [9] Yuan Ximin, Xue Wenyu, Feng Guona, et al. A coupled one- and two-dimensional hydrodynamic model for analysis of levee-breach flood and its application[J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2016, 36(4): 53–58. [苑希民, 薛文字, 冯国娜, 等. 溃堤洪水分析的一、二维水力耦合模型及应用[J]. *水利水电科技进展*, 2016, 36(4): 53–58.]
- [10] Chen Junhong, Liu Xiaolong, Wang Gang, et al. An analysis of the levee-breach flood for Ganxi Dyke based on 1D and 2D coupled hydrodynamic model[J]. *China Rural Water and Hydropower*, 2017(6): 43–47. [陈俊鸿, 刘小龙, 王岗, 等. 基于一、二维耦合水动力模型的赣西联圩溃堤洪水风险分析[J]. *中国农村水利水电*, 2017(6): 43–47.]
- [11] Wu Binbin, Liu Fengcai, Yu Haijun, et al. Development of flood risk real-time analysis system in flood storage-detention district of Daluze and Ningjinbo[J]. *China Flood & Drought Management*, 2017, 27(2): 16–22. [吴滨滨, 刘凤彩, 喻海军, 等. 大陆泽及宁晋泊蓄滞洪区洪水风险实时分析系统研发[J]. *中国防汛抗旱*, 2017, 27(2): 16–22.]
- [12] She Yougui. Application of diffusion wave calculation method in Pearl River basin[J]. *Pearl River*, 2002(6): 17–19. [余有贵. 扩散波演算方法在珠江流域的应用研究[J]. *人民珠江*, 2002(6): 17–19.]
- [13] Liu Wei, Peng Xinde, Zhang Xiaobing. Application of one- and two-dimensional flow numerical simulation in flood control evaluation[J]. *China Water Transport*, 2010, 10(6): 112–113. [刘薇, 彭新德, 张小兵. 一、二维耦合水流数值模拟在防洪评价中的应用[J]. *中国水运(下半月)*, 2010, 10(6): 112–113.]
- [14] Yang Mingnan, Xu Youpeng, Deng Xiaojun, et al. River system change characteristics of urban central area in plain river network region[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2014, 34(5): 263–266. [杨明楠, 许有鹏, 邓晓军, 等. 平原河网地区城市中心区河流水系变化特征[J]. *水土保持通报*, 2014, 34(5): 263–266.]
- [15] Lee K T, Chen N C, Chung Y R. Derivation of variable IUH corresponding to timevarying rainfall intensity during storms[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2008, 53(2): 323–337.
- [16] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学[M]. 北京: 科学出版社, 1987.
- [17] Huang Caian, Zhou Jiren, Zhao Xiaodong. Theoretical study of exponent in basic hydraulic geometry relation[J]. *Journal of Sediment Research*, 2011(6): 55–58. [黄才安, 周济人, 赵晓冬. 基本河相关系指数的理论研究[J]. *泥沙研究*, 2011(6): 55–58.]

(编辑 张 琼)

引用格式: Wang Ming, Zhang Xinhua, Zhang Miao, et al. Numerical simulation of flood routing in the gully regions of small mountainous watersheds[J]. *Advanced Engineering Sciences*, 2019, 51(3): 67–76. [王明, 张新华, 张淼, 等. 山丘区小流域沟道洪水演进数值模拟研究[J]. *工程科学与技术*, 2019, 51(3): 67–76.]