doi:10.6041/j.issn.1000-1298.2016.11.019

丘陵-平原-湿地复合区降雨径流数值模型

宫兴龙 付 强 王 斌 邢贞相 王 敏

(东北农业大学水利与建筑学院,哈尔滨 150030)

摘要: 针对丘陵-平原-湿地复合地区降雨径流数值模型较少、而已构建的模型对水文要素空间分布和湿地区水流运动又反映不足,采用格子玻尔兹曼法和有限元法构建丘陵-平原-湿地复合区降雨径流数值模型。在模型构建过程中将复合区分为地势起伏较大的上游丘陵区和下游地势变化较小的平原湿地区。上游丘陵区降雨采用距离平方倒数法计算降雨空间分布、采用格子玻尔兹曼法建立非饱和区土壤水运动模型、利用达西公式建立饱和区水流运动模型、利用格子玻尔兹曼法构建汇流数值模型,进而构建了上游区的降雨径流数值模型。平原湿地区采用基于有限元四边形单元构建了水流运动数值模型。平原湿地区入口边界采用上游区降雨径流数值输出的流量过程,平原湿地区出口边界采用基于格子玻尔兹曼法的汇流模型计算的水位过程。四边形单元有限元求解水流运动方程实现了上、下游区的无缝连接,模型使用比较方便。以挠力河流域为研究对象进行了降雨径流和平坦区水流运动模拟研究,模拟结果良好,说明模型较为可靠。

关键词: 丘陵-平原-湿地复合区; 降雨径流数值模型; 格子玻尔兹曼法; 有限元法

中图分类号: TV133.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1298(2016)11-0142-08

Numerical Model of Rainfall Runoff in Hills - Plain - Wetland Compound Area

Gong Xinglong Fu Qiang Wang Bin Xing Zhenxiang Wang Min

(*School of Water Conservancy and Construction*, *Northeast Agricultural University*, *Harbin* 150030, *China*)

Abstract: There are few numerical models on rainfall runoff in hills - plain - wetland compound area, and the existing models can not definitely reflect the characteristics of hydrological elements spatial distribution and hydrological cycle in wetland. A numerical model on rainfall runoff was constructed in hills - plain - wetland compound area by using lattice Boltzmann method (LBM) and finite element method. When constructing the model, the compound area was divided into upstream hilly region with great topographic relief and downstream plain wetland with little topographic relief. In the upstream hilly region, spatial distribution of rainfall was calculated with the inverse distance method, soil motion model in unsaturated zone was constructed with LBM, water flow model in saturated zone was constructed with Darcy formula, numerical model of runoff was constructed with LBM, and then the numerical model of upstream rainfall runoff was constructed. Numerical model of water flow on plain wetland was constructed by using the finite element method with quadrilateral element. The entry water level boundary of plain wetland used the numerical output water level process of rainfall runoff in upper reaches, and export water level in plain wetland was achieved by calculating the export water process of watershed based on the numerical model constructed with LBM. The flow motion equation was solved with quadrilateral finite element method, which realized the seamless connection of the upstream area and the downstream area, and made the application of the model more convenient. Rainfall runoff and flow in plain area was simulated, with the Naoli river watershed as an example, and the simulation result was good, which

收稿日期: 2016-03-27 修回日期: 2016-05-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(51109036)、中国博士后科学基金项目(2013M541332)、黑龙江省博士后项目(LBH-Z12041)、黑龙江省水利厅科研开发项目(201318)和东北农业大学科学研究基金项目(2012RCB57)

作者简介: 宫兴龙(1978—),男,副教授,博士,主要从事流域水文模型及水流运动数值模型研究,E-mail: gongxinglong5188@126.com

通信作者: 王斌(1976—),男,副教授,博士,主要从事农业节水理论与技术、水文过程模拟研究,E-mail: wangbin@neau.edu.cn

means that the model is reliable.

Key words: hills - plain - wetland compound area; numerical model on rainfall runoff; lattice Boltzmann method; finite element method

引言

已构建的水文模型在地势起伏较大的山区应用效果普遍好于地势起伏不大的地区，特别是湿地区，这些地区综合水文模型少，且应用效果不理想。松花江流域处于我国东北地区，土地肥沃，幅员辽阔，是我国重要的商品粮生产基地。松花江流域中下游丘陵、平原、湿地、灌区交融区分布非常广泛，是我国水稻的主产区。虽然这些地区水资源丰富，土地肥沃，但随着气候变化，水田和旱田开垦度的不断扩大，出现地下水水位下降、土壤退化、湿地面积萎缩、水质退化、生态环境脆弱等问题[1-3]。对于这些问题以往研究中多是进行丘陵、平原、湿地、灌区等单方面的研究，简单记录降水、蒸散发、河流的出入流进而计算湿地的水量平衡[4-6]，忽视了交融区复合系统的复杂性特征，严重影响了成果的实用性[7]。综合模拟湿地水文过程的模型还非常少，主要有 J-MODFLOW[8]、WETLANDS[9]和 MIKE SHE 在欧洲系统水文模型（SHE）基础上开发的综合水文模型[10]，此类模型需要输入比较多的数据和参数，一般流域难以找到这些数据[11]。鉴于此，本文开发一种参数容易率定并能清楚反映丘陵-平原-湿地复合区的水流特点的降雨径流数值模型。此模型将丘陵-平原-湿地复合区分为地势变化较大的丘陵区（上游区）和地形变化较小的平原湿地区（下游区）。上游区根据 FH69 蓝图模型[12]建模思想和 TOPMODEL 对土壤层的处理方法，采用 LBM（格子玻尔兹曼法）和达西定律等构建上游区降雨径流数值模型。下游区采用有限元法构建平原湿地区水流运动模型。其输入流量边界采用上游区降雨径流数值输出的流量过程，平原湿地区出口水位采用基于 LBM 的汇流数值模型模拟出的水位过程。

1　格子玻尔兹曼法

20 世纪 50 年代 Neumann 提出了元胞自动机模型，在此基础上，又发展了格子气自动机和 LBM。此模型一经提出就在计算水力学方面取得了广泛的应用[13-15]。

LBM 法分布函数的方程为

$$f_\alpha(x+\Delta t e_\alpha, t+\Delta t) - f_\alpha(x,t) = \Omega_\alpha(f(x,t)) \quad (\alpha = 0,1,\cdots,b) \tag{1}$$

式中　$f_\alpha()$——沿 α 方向的粒子速度分布函数

e_α——粒子在 α 方向的运动速度

b——离散速度的个数

Ω_α——α 方向 x 处 t 时刻的碰撞改变量

Δt——时段长度

碰撞改变量近似为

$$\Omega_\alpha(f) = -\frac{1}{\tau}(f_\alpha(x,e,t) - f_\alpha^{eq}(x,e,t)) \quad (0 \leqslant \tau \leqslant 2) \tag{2}$$

式中　τ——粒子分布函数趋于平衡态的时间，即驰豫时间

$f_\alpha^{eq}(x,e,t)$——α 方向 x 处的平衡态分布函数

考虑源项 g_α 的作用，将式（1）、（2）改写为

$$f_\alpha(x+\Delta t e_i, t+\Delta t) - f_\alpha(x,t) = -\frac{1}{\tau}(f_\alpha - f_\alpha^{eq}) + g_\alpha(x,t)\Delta t \tag{3}$$

2　汇流模拟

2.1　坡面汇流

坡面流动采用运动波方程来描述，即

$$\begin{cases} \dfrac{\partial h}{\partial t} + \dfrac{\partial(hu)}{\partial x} + \dfrac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \\ \dfrac{\partial(hu)}{\partial t} + \dfrac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \dfrac{\partial\left(\frac{1}{2}gh^2\right)}{\partial x} + \dfrac{\partial(huv)}{\partial y} = 0 \\ \dfrac{\partial(hv)}{\partial t} + \dfrac{\partial(hv^2)}{\partial y} + \dfrac{\partial\left(\frac{1}{2}gh^2\right)}{\partial y} + \dfrac{\partial(huv)}{\partial x} = 0 \end{cases} \tag{4}$$

式中　h——水深

u、v——水平、垂直方向的流速

g——重力加速度

当用式（4）描述坡面水流运动时，坡面水流的流向是 9 个方向，每个运动方向的速度张量为

$$e_\alpha = \begin{cases} (0,0) & (\alpha = 0) \\ \left(\cos\dfrac{(\alpha-1)\pi}{4}, \sin\left(\dfrac{(\alpha-1)\pi}{4}\right)\right) & (\alpha = 1,2,\cdots,8) \end{cases} \tag{5}$$

二维九点速度模型所对应的平衡态分布函数为

$$\begin{cases} f_0^{eq} = \dfrac{4}{9}h\left[\left(\dfrac{9}{4} - \dfrac{45}{24}gh\right) - \dfrac{3}{2}v^2\right] & (\alpha = 0) \\ f_\alpha^{eq} = \dfrac{h}{9}\left[\dfrac{3}{2}gh + 3(e_\alpha v) + \dfrac{9}{2}(e_\alpha v)^2 - \dfrac{3}{2}v^2\right] & (\alpha = 1,2,3,4) \\ f_\alpha^{eq} = \dfrac{h}{36}\left[\dfrac{3}{2}gh + 3(e_\alpha v) + \dfrac{9}{2}(e_\alpha v)^2 - \dfrac{3}{2}v^2\right] & (\alpha = 5,6,7,8) \end{cases} \tag{6}$$

2.2 河道汇流

河道水流运动常采用线性扩散波方程来描述河道水流运动

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+c_k\frac{\partial Q}{\partial x}=D_k\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \tag{7}$$

式中 c_k——波速 D_k——扩散系数

Q——河道流量

对式(7)求解可以采用三速模型或五速模型。五速模型各方向的平衡态分布函数[16-18]为

$$\begin{cases} f_2^{eq}=\frac{1}{24}(2B_H-C_H-2D_H+E_H) \\ f_1^{eq}=\frac{1}{6}(-4B_H+4C_H+D_H-E_H) \\ f_0^{eq}=A_H-\frac{5}{4}C_H+\frac{1}{4}E_H \\ f_3^{eq}=\frac{1}{6}(4B_H+4C_H-D_H-E_H) \\ f_4^{eq}=\frac{1}{24}(-2B_H-C_H+2D_H+E_H) \end{cases} \tag{8}$$

其中

$$A_H=Q \quad B_H=\frac{c_kQ}{C_0}$$

$$C_H=\frac{1}{C_0^2}(c_k^2Q+\alpha Q)$$

$$D_H=\frac{1}{C_0^3}(c_k^3Q+3c_k\alpha Q)$$

$$E_H=\frac{1}{C_0^4}\left[c_k^4Q-6\alpha c_k^2Q+\left(2\tau^2-2\tau+\frac{1}{4}\right)\alpha^2Q\right]$$

式中 C_0——流体粒子速度

在模拟流域水流运动时,流域边界的水流采用反弹式处理。

3 土壤水运移模拟

非饱和层土壤水运动采用 Richards 方程,为

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=D_f\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}-T\frac{\partial\theta}{\partial z} \tag{9}$$

其中 $T=T_0\mathrm{e}^{-Qz/m}$

式中 D_f——非饱和土壤扩散系数

T——导水系数

T_0——土壤饱和时的侧向导水率

m——模型参数 θ——土壤含水率

z——饱和地下水水面距离流域表面的深度

应用 LBM 方法求解此方程,当速度模型选择三速模型时,可得

$$\begin{cases} f_1+f_0+f_2=A_2=\theta \\ -C_2f_1+C_2f_2=B_2=0 \\ C_2^2f_1+C_2^2f_2=C_2=k(D\theta) \end{cases} \tag{10}$$

式中 C_2——模型参数

这样即可求得 3 个方向的平衡态分布函数为

$$\begin{cases} f_1=\frac{1}{2C_2^2}(C_2-C_2B_2) \\ f_0=\frac{1}{C_2^2}(A_2C_2^2-C_2) \\ f_2=\frac{1}{2C_2^2}(C_2+C_2B_2) \end{cases} \tag{11}$$

4 基于有限元法的平原-湿地区水流运动模拟模型

4.1 平原-湿地水流运动方程

由于挠力河流域的平原-湿地区水流运动比较平缓,因此采用平面二维非恒定流描述其运动规律。控制方程为:

连续方程

$$\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial V}{\partial y}=0 \tag{12}$$

X 方向运动方程

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{U}{h}\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{V}{h}\frac{\partial U}{\partial y}+gh\frac{\partial(h+z_b)}{\partial x}-\left(\frac{\partial\tau_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{xy}}{\partial y}\right)=0 \tag{13}$$

Y 方向运动方程

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{U}{h}\frac{\partial V}{\partial x}+\frac{V}{h}\frac{\partial V}{\partial y}+gh\frac{\partial(h+z_b)}{\partial y}-\left(\frac{\partial\tau_{yx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yy}}{\partial y}\right)=0 \tag{14}$$

式中 U——X 方向的单宽流量

V——Y 方向的单宽流量 h——水深

ρ——流体密度 z_b——河底高程

切应力 $\boldsymbol{\tau}$ 的计算公式

$$\boldsymbol{\tau}=\begin{bmatrix}\tau_{xx} & \tau_{xy}\\ \tau_{yx} & \tau_{yy}\end{bmatrix}=\mu\begin{bmatrix}2\frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\\ \frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y} & 2\frac{\partial v}{\partial y}\end{bmatrix}=\frac{\mu}{h_e}\begin{bmatrix}2\frac{\partial U}{\partial x} & \frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\\ \frac{\partial V}{\partial x}+\frac{\partial U}{\partial y} & 2\frac{\partial V}{\partial y}\end{bmatrix} \tag{15}$$

式中 μ——黏度

h_e——有限元单元平均水深

4.2 有限元求解

4.2.1 插值函数

采用四角形网格单元对研究区域离散,速度单元采用四边形二次元、水位单元采用四边形线性单元,插值函数采用 $U=\sum_{i=1}^{9}\phi^{\mathrm{T}}U_i$, $V=\sum_{i=1}^{9}\phi^{\mathrm{T}}U_i$, $h=\sum_{i=1}^{9}h_i\varphi_i$,式中 ϕ 和 φ 均为插值函数。

4.2.2 加权余量方程

连续方程的加权余量方程为

$$\iint_{\Omega} \varphi \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \mathrm{d}x\mathrm{d}y = 0 \tag{16}$$

运动方程的加权余量方程为

$$\mu \iint_{\Omega} \phi \left[2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \mathrm{d}x\mathrm{d}y - \iint_{\Omega} \phi \frac{\partial h}{\partial x} \mathrm{d}x\mathrm{d}y = 0 \tag{17}$$

$$\mu \iint_{\Omega} \phi \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(2 \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \mathrm{d}x\mathrm{d}y - \iint_{\Omega} \phi \frac{\partial h}{\partial y} \mathrm{d}x\mathrm{d}y = 0 \tag{18}$$

4.3　有限元方程

对式(16)、(17)采用四边形单元有限元进行变形可得[19-22]：

连续方程为

$$B_1^e u_I^e + B_2^e v_I^e = 0 \tag{19}$$

X 方向运动方程为

$$G_1^e u_I^e u_I^e + G_2^e u_I^e v_I^e + D_{11}^e u_I^e + D_{12}^e u_I^e - C_I^e P_I^e = -F_1^e \tag{20}$$

Y 方向运动方程为

$$G_1^e u_I^e u_I^e + G_2^e u_I^e v_I^e + D_{11}^e u_I^e + D_{12}^e u_I^e - C_I^e P_I^e = -F_1^e \tag{21}$$

式中 B_1、B_2、G_1、G_2、D_{11}、D_{21}、D_{12}、D_{22}、C_1、C_2、F_1、F_2 均为中间量。

5　计算实例及模型验证

5.1　实例流域数据

本文实例为挠力河流域，发源于完达山脉勃利县境内七里嘎山，为乌苏里江左岸的较大支流之一。挠力河上游为山丘区，坡度较陡，中下游为平原区和平洼区，流经的是三江平原腹地。挠力河多年平均径流量为 19.8 亿 m^3，径流量年际变化大，丰水年和枯水年交替出现。图 1 为水文年鉴上的挠力河流域的水系图。图 2 为网格边长为 3S 的菜咀子水文站上游集水区域 DEM，集水面积为 3 689 km^2。

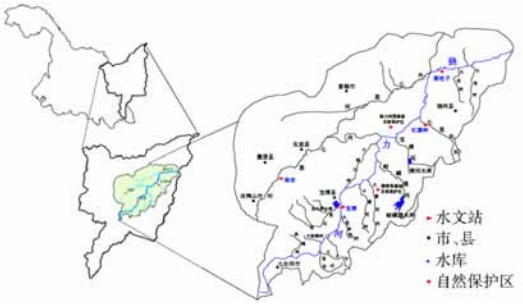

图 1　挠力河流域区域位置图

Fig. 1　Location of Naoli river watershed

5.2　流域模型构建分析

由流域特点和图 3 可知流域上游为山丘区，下游为平原湿地区如图 3 中的彩色区域所示。为了计算方便，将上游区简化为 8 个子流域，见图 4。这 8 个子流域采用降雨径流数值模型模拟其水流运动过程，此模型分为二维面雨量降雨模块、一维蒸散发模块、一维非饱和带水分垂向运移模块、二维坡面汇流模块、一维河流/渠道模块、二维饱和壤中流/地下水模块。用此模型可模拟出平原湿地区入口的流量过程。由此 8 个子流域的流量过程作为平原湿地区的入口过程，利用基于 LBM 的汇流模型可以模拟出平原湿地区的出口过程。在已知平原湿地区入流和出流过程的基础上，利用基于有限元法构建的数值模型可模拟出平原-湿地区的水流运动过程。

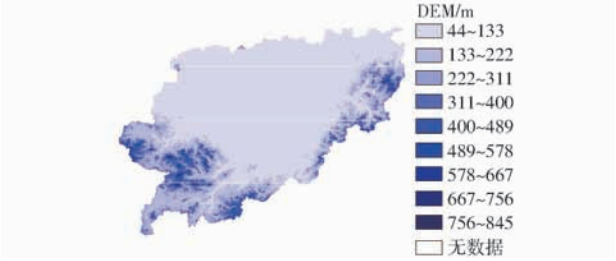

图 2　挠力河流域 DEM

Fig. 2　DEM of Naoli river watershed

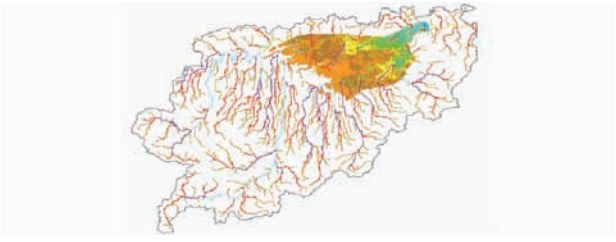

图 3　湿地位置图

Fig. 3　Map of wetland location

图 4　平原-湿地区上游来水概化图

Fig. 4　Map of upland water of wetland location

5.3　模型校核及水文过程变量空间分布验证

5.3.1　模型初始值及参数

在构建丘陵区降雨径流数值模型时，参照 TOPMODEL 处理模型初始值的方法，即利用初始时刻流域出口断面流量确定流域根系区初始土壤含水率及非饱和带缺水量初始值。本文构建的降雨径流数值模型参数有 m、$\ln T_0$、SR_M（根系区最大缺水量）、D_f、C_0、τ、f、D、c_k 和 D_k 等 10 个。平原-湿地区基于有限元法的水流运动数值参数为 μ。

5.3.2 参数率定

由于本流域内水文站较少,径流资料比较全的只有保安、宝清、红旗岭等 3 个,因此在率定参数时,上游区参数利用保安、宝清、红旗岭等 3 个水文站作为率定站(图 1)。率定参数以宝清水文站为例。其控制面积的面雨量是由宝清、龙头、岚峰、宝密桥、中华等 5 个雨量站按照距离倒数法计算(图 4a)。5 个雨量站数据来源于年鉴。选用 1974—1977 年和 1980—1981 年等年份的 4—11 月份洪水作为模型率定期资料。洪水和蒸发数据也来源于年鉴。由表 1 可以得出:径流相对误差小于 10%;洪峰相对误差除 14.58 外,其余都小于 4.80;决定系数大于 0.612,因此模型参数合理。模型参数为:C_0 为网格长度除以 15 s;$\tau = 1.4$;$f = 0.015$;$D_f = 0.9\ \mathrm{m^2/min}$;$m = 0.012\ \mathrm{m}$;$\ln T_0 = 1.34$、$SR_M = 0.06\ \mathrm{m}$;$D_k = 4.54\ \mathrm{m^2/min}$;$c_k = 2.56\ \mathrm{m/s}$。

由率定参数对宝清水文站发生的 7 场洪水进行验证结果见表 2。参加验证的 7 场次洪的径流相对误差的绝对值为 2.73 ~ 8.33,平均值为 5.53;洪峰流量拟合的绝对值为 2.49 ~ 10.47,平均值为 5.01。洪水过程线的决定系数为 0.612 ~ 0.893,平均值为 0.744,能较好再现流域实测流量过程、降雨空间分布、非饱和带缺水量及壤中流空间分布。

保安和红旗岭站集水区域汇流模型的计算时段 Δt、C_0、τ 和 f 等 4 个参数与宝清站相同。保安站率定参数 $D_f = 0.5\ \mathrm{m^2/min}$,$m = 0.016\ \mathrm{m}$、$\ln T_0 = 1.67$、$SR_M = 0.07\ \mathrm{m}$、$D_k = 3.9\ \mathrm{m^2/min}$、$c_k = 2.56\ \mathrm{m/s}$。红旗岭站率定的参数 $D_f = 0.6\ \mathrm{m^2/min}$、$m = 0.014\ \mathrm{m}$、$\ln T_0 = 1.57$、$SR_M = 0.065\ \mathrm{m}$、$D_k = 3.9\ \mathrm{m^2/min}$、$c_k = 2.56\ \mathrm{m/s}$。1 号流域参数采用保安站率定的参数。2 号流域采用宝清站率定的参数。8 号流域采用红旗岭站率定的参数。上游区其余地区参数取保安、宝清和红旗岭 3 站率定参数值的平均值。

5.3.3 降雨空间分布

在描述流域的降雨径流过程之前,必须先描述降雨的空间分布(图 5)。图 5 为次洪 870626 降雨 12、36、60 h 的降雨空间分布。从图 5 可以明显看出降雨中心的情况,由图 5a 可以得出第 12 小时降雨

表 1 宝清水文站汛期(4—11 月份)洪水模拟误差统计

Tab. 1 Statistics of flood simulation error in flood season (Apr.—Nov.) at Baoqing hydrological station

汛期年份	降雨量/mm	实测径流量/mm	计算径流量/mm	径流量相对误差/%	实测洪峰流量/($\mathrm{m^3 \cdot s^{-1}}$)	计算洪峰流量/($\mathrm{m^3 \cdot s^{-1}}$)	洪峰流量相对误差/%	决定系数
1974	766.4	303.5	289.1	4.74	269.1	256.2	4.79	0.772
1975	326.6	67.1	61.7	8.05	90.5	86.3	4.64	0.782
1976	451.8	33.1	29.8	9.97	52.2	50.1	4.02	0.621
1977	369.9	20.4	22.4	9.80	19.2	22.0	14.58	0.612
1980	717.9	81.1	85.7	5.67	61.1	62.0	1.47	0.734
1981	742.5	358.1	346.0	3.38	629.1	645.1	2.54	0.893

表 2 宝清水文站次洪模拟误差统计

Tab. 2 Statistics of individual flood simulation error at Baoqing hydrological station

洪号	降雨量/mm	实测径流量/mm	计算径流量/mm	径流量相对误差/%	实测洪峰流量/($\mathrm{m^3 \cdot s^{-1}}$)	计算洪峰流量/($\mathrm{m^3 \cdot s^{-1}}$)	洪峰流量相对误差/%	决定系数
820329	43.4	26.2	24.2	7.63	47.1	43.3	8.07	0.665
830425	210.7	45.1	48.1	6.65	138.1	132.0	4.42	0.765
840401	97.4	39.4	41.1	4.31	63.0	61.2	2.86	0.782
850405	80.7	44.0	45.2	2.73	52.6	54.5	3.61	0.725
860825	187.6	20.4	22.1	8.33	27.7	30.6	10.47	0.672
870626	129.1	97.0	93.1	4.09	88.4	86.2	2.49	0.741
890714	122.6	91.8	87.2	4.99	188.1	194.1	3.19	0.856

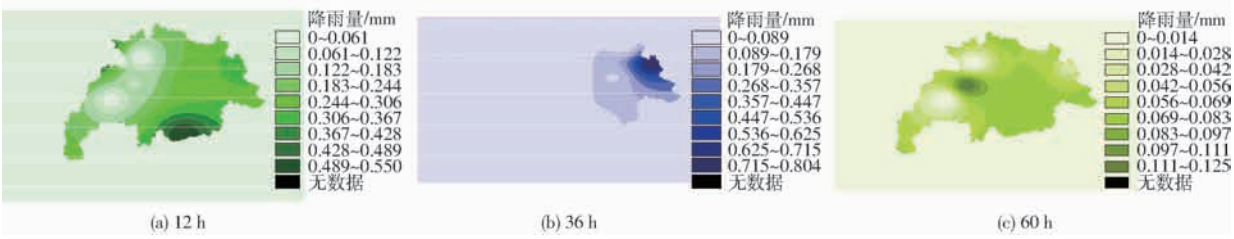

图 5 降雨空间分布

Fig. 5 Spatial distributions of rainfall

中心位于流域的下部(按本文图中方位),集水区域的上部降雨量比较小。在降雨 36 h 后降雨集中于流域出口,在 60 h 上游降雨比较大。

5.3.4　根系区含水量空间分布

假定蒸发先在根系层,计算的缺水量见图 6,其中图 6a 表示次洪 870626 开始 12 h 根系层的缺水量。已知降雨满足蒸发后剩余的水量向根系层渗透,则降雨量大的地方,土壤含水量大,缺水量少。由图 5a 可知,在次洪发生 12 h 时流域上游有 2 个降雨量少的区域,流域下部有 1 个降雨量大的区域,流域出口降雨量比较大,因此可得流域上游降雨少的地区缺水量比较大,流域下部缺水量较少,这在图 6a 得到验证。从图 5b 可得流域下游降雨量大于其他部分,因此流域下游根系层缺水量减少如图 6b。随着降雨量的持续(图 5c),缺水在继续减少(图 6c)。

5.3.5　非饱和带区缺水量空间分布

本模型将土壤分为根系层、非饱和层和饱和层。图 7 为次洪 870626 在特定时间点的非饱和带缺水量空间分布,从图 7a ~ 7c 中可以看出,河道上的缺水量为零,越往流域的边缘即距离河道越远的地方缺水量越大,这符合实际情况。当根系区土壤达到饱和含水量之前非饱和带土壤缺水量(达到饱和含水量的缺水量)基本不变,这在次洪发生 60 h 时可以看出,图 7 基本不变验证了这一事实。

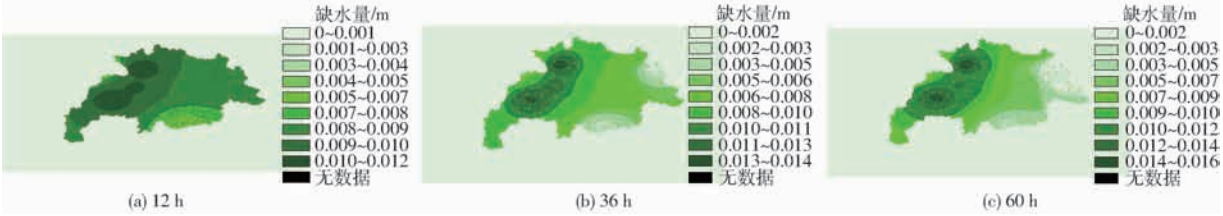

图 6　根系区缺水量空间分布

Fig. 6　Spatial distributions of water deficit in root zone

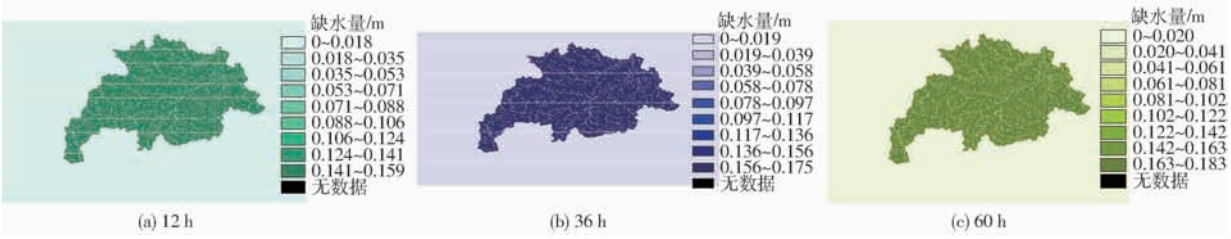

图 7　非饱和带缺水量变化图

Fig. 7　Variations of water deficit in unsaturated zone

5.3.6　地下径流空间分布

本文构建的模型将壤中流与地下径流合并,统称为地下径流。由模型计算的次洪 870726 产生的地面径流与地下径流空间分布,如图 8 和图 9 所示。由图 8 可知,当次洪开始 12 h 和 36 h 后,其地下径流如图 8a 所示。从图可以看出河道周围的地下径流比较大,远离河道的地方地下径流比较小,这与实际情况正好相符。由图 9 也可以得出河道周围地表径流较大,特别是流域出口流量是最大的。

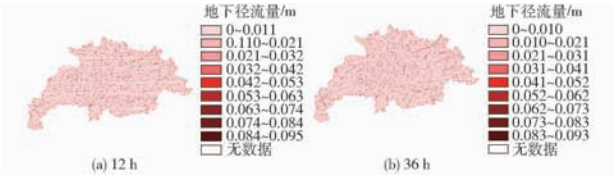

图 8　地下径流空间分布

Fig. 8　Spatial distributions of groundwater runoff

5.3.7　湿地水流运动验证

在对挠力河流域地形地貌实地调查及 DEM 数据分析后,确定该流域的湿地区域如图 3 彩色区域

图 9　12 h 地面径流空间分布

Fig. 9　Spatial distribution of surface runoff in 12 h

所示。由于图中湿地不连片且局部区域比较高,拟采用四边形网格对湿地区进行离散。由于采用有限元法计算时需用大量内存,为了减少占用内存,本文采用的四边形网格长度为 30 s,离散后单元总数为 1 172 个,速度单元节点数为 4 958 个,水位单元节点数为 1 307 个(图 11)。流体的黏度 μ 取 10 Pa·s。

利用降雨径流数值模型计算出湿地(图 3)上游处的 8 个流域的洪水过程如图 10 所示。以此洪水作为湿地区域的入流,余下的边界部分采用壁面无滑移假设(即速度为零)。为了验证湿地水流模拟的情况,选用 870626 次洪的 1 号流域出现洪峰对应的时刻(33 h)、2 号流域出现洪峰对应的时刻(57 h)

和上游洪峰减弱到与下游洪峰接近的时刻(119 h)3 个时刻进行模拟,模拟结果见图 11。从图 11 中可以看出水流受到局部高地影响后水流运动方向发生改变,呈现出 2 个主流方向,与图 1 中湿地区域的主要河道有 2 条相符。但也看到除了主流湿地其他处也存在水流,受到不同入流条件时,水流运动发生变化。由图 10 可得,在 33 h 时 1 号流域的入流明显大于其他流域的入流,这由图 11a 可以得到验证。而在 57 h 时,1 号流域和 2 号流域的流量相同,由图 11b可以看出两入口处流速接近。在 119 h 时 8 号流域的入流量接近 1 号和 2 号,这时发现湿地上游处的流速与下游 8 号流域入口处的流速接近。从图 11a、11b可以分析出湿地左上侧入流量比较大,对湿地水流运动影响比较显著。湿地出口处水流速比较大,水流汇集。这些计算结果与实际相符,因此该湿地模型可以模拟湿地水流运动。

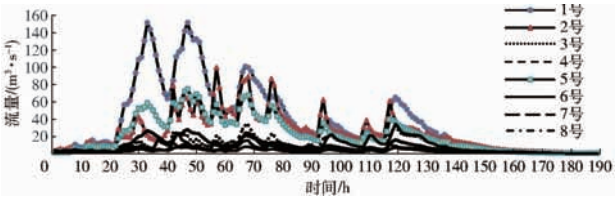

图 10 上游区 8 个流域的模拟洪水

Fig. 10 Simulated flood of eight river basins in upstream area

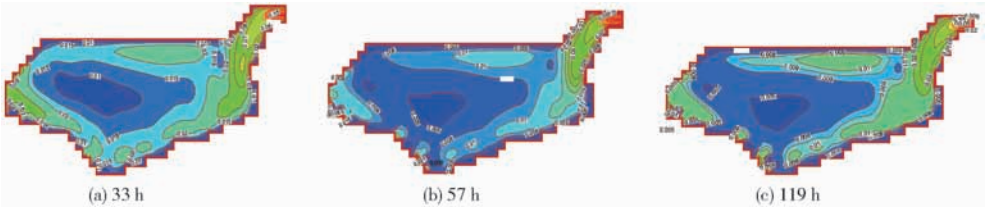

图 11 不同时刻湿地水流运动模拟

Fig. 11 Water motion simulations in wetland at different time

6 结论

(1)构建了基于 LBM 降雨径流数值模型,由宝清站计算结果可见此模型计算精度比较高,说明了构建的丘陵区降雨径流数值模型满足生产要求。率参时先对挠力河流域的 3 个水文站进行参数率定,再进行整个上游区参数率定,给大流域率定参数提供了一种方法。

(2)采用二维非恒定流描述挠力河流域的湿地区水流运动,利用有限元四边形单元法求解了平原区水流运动规律。从文中的计算结果及图表可以看出本文构建的模型精度较高,适用比较强。有限元法单元采用四边形很好地与 DEM 数据进行了耦合。

(3)构建的模型最大限度利用了我国现有的日步长降水量、流量、常规气象数据、DEM 数据等,可以为描述反映丘陵区的水文循环过程和空间分布提供方法。模型改进和发展需借助我国多部门观测的气象、水文、土壤、土地利用/覆盖等高精度数据资源,同时应开展流域地形地貌、湿地水位及水流等试验,来进一步完善模型参数校核工作。

(4)构建的复合区降雨径流数值模型由于需要计算水文要素空间分布和湿地区水位及流向,因此在模拟时耗费内存巨大,计算时间比较长。

参 考 文 献

1 章光新,邓伟,宋新山. 吉林省西部湿地资源可持续利用方略探讨[J]. 环境保护,2001(1):31 - 32.

2 刘兴土,吕宪国. 东北山区湿地的保育与合理利用对策[J]. 湿地科学,2004,2(4):241 - 247.
LIU Xingtu, LÜ Xianguo. Strategy of restoration and rational utilization for wetlands in the northeast mountains, China[J]. Wetland Science, 2004, 2(4): 241 - 247. (in Chinese)

3 罗先香,何岩,邓伟,等. 三江平原典型沼泽性河流径流演变特征及趋势分析——以挠力河为例[J]. 资源科学, 2002, 24(5):52 - 57.
LUO Xianxiang, HE Yan, DENG Wei, et al. Characteristics and tendency of runoff changes for marshy rivers in the Sanjiang plain—case of the Naoli river[J]. Resources Science, 2002, 24(5): 52 - 57. (in Chinese)

4 HUSSEY B H, ODUM W E. Evapotranspiration in tidal marshes[J]. Estuaries & Coasts, 1992, 15(1): 59 - 67.

5 SUN G, RIEKERK H, NICHOLAS B. Modeling the forest hydrology of wetland-upland ecosystems in Florida[J]. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 1998, 34(4): 827 - 841.

6 MERRITT M L. Simulation of the water-table altitude in the Biscayne aquifer, Southern Dade County, Florida, water years 1945—1989[M]. Tallahassee, Florida: Usgs United States Government Printing Office, 1997.

7 邓伟,潘响亮,栾兆擎. 湿地水文学研究进展[J]. 水科学进展,2003,14(4):521 - 527.
DENG Wei, PAN Xiangliang, LUAN Zhaoqing. Advances in wetland hydrology[J]. Advances in Water Science, 2003, 14(4): 521 - 527. (in Chinese)

8 JORGE I, ANGELA M, JAYANTHA. A wetland simulation module for the MODFLOW ground water model[J]. Groundwater, 1998, 36(5):764 - 770.
9 MANSELL R S, BLOOM S A, SUN Ge. A model for wetland hydrologx description and validation[J]. Soil Science, 2000, 165(5):384 - 397.
10 REFSGAARD J C, STORM B. MIKE SHE in: computer models of watershed hydrology[C]//Englewood Cliffs, New Jersey: Water Resources Publications, 1995:809 - 846.
11 张金存,芮孝芳. 分布式水文模型构建理论与方法述评[J]. 水科学进展,2007,18(2):286 - 292.
ZHANG Jincun, RUI Xiaofang. The current situation and future of the distributed hydrological model[J]. Advances in Water Science, 2007,18(2):286 - 292. (in Chinese)
12 FREEZE R A, HARLAN R L. Blueprint of a physically-based digitally-simulated hydrologic response model[J]. Journal of Hydrology, 1969, 9(3):237 - 258.
13 KUMAR R, NIVARTHI S. Application of lattice Boltzmann method to study flow and dispersion in channels with and without expansion and contraction geometry[J]. International Journal for Numerical Methods in Fluids, 1999, 31(5):801 - 819.
14 ZHOU J G. A lattice Boltzmann model for the shallow water equations[J]. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, 2002, 191(32):3527 - 3539.
15 XU Kun. BGK-based scheme for multicomponent flow calculations[J]. Journal of Computation Physics, 1997, 134(1):122 - 133.
16 张东辉. 格子玻尔兹曼方法在水文学中的应用研究[D]. 南京:河海大学,2008.
ZHANG Donghui. Lattice Boltzmann method and some application to hydrology[D]. Nanjing: Hohai University, 2008. (in Chinese)
17 LUO Lishi. Theory of the lattice Boltzmann method: lattice Boltzmann models for nonideal gases[J]. Physical Review E, 2000, 62:4982 - 4996.
18 宫兴龙,付强,邢贞相,等. 基于格子玻尔兹曼法的 TOPMODEL 建模与应用[J]. 农业机械学报,2015,46(7):181 - 186.
GONG Xinglong, FU Qiang, XING Zhenxiang, et al. Modelling and application of TOPMODEL based on LBM[J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(7):181 - 186. (in Chinese)
19 毕超. 计算流体力学有限元及其编程详解[M]. 北京:机械工业出版社,2013.
20 汪德爟. 计算水力学理论与应用[M]. 北京:科学出版社,2011.
21 薛禹群,谢春红. 地下水数值模拟[M]. 北京:科学出版社,2007.
22 章光新,张蕾,范伟. 湿地生态水文与水资源管理[M]. 北京:科学出版社,2014.

(上接第 197 页)

6 杨明珍,杨德武,聂鑫,等. 变径螺旋压榨理论研究[J]. 过滤与分离,2004,14(3):12 - 14.
YANG Mingzhen, YANG Dewu, NIE Xin, et al. Theoretical study on the change diameter screw compression in theory [J]. Journal of Filtration and Separation, 2004, 14(3): 12 - 14. (in Chinese)
7 庞皓升,关正军. 牛粪固液分离机螺旋轴的改进[J]. 东北农业大学学报,2012,48(3):34 - 38.
PANG Haosheng, GUAN Zhengjun. Improvement of cow muck solid-liquid separator of screw shaft [J]. Journal of Northeast Agricultural University, 2012, 48(3): 34 - 38. (in Chinese)
8 关正军,李文哲,杨柏松,等. 牛粪螺旋压榨固液分离工艺参数的优化[J]. 农业工程学报,2010,26(12):276 - 279.
GUAN Zhengjun, LI Wenzhe, Yang Baisong, et al. Optimization on parameters of solid-liquid separation process of dairy manure by screw press [J]. Transactions of CASE, 2010, 26(12): 276 - 279. (in Chinese)
9 庞皓升. 牛粪酸化后固液分离技术研究[D]. 哈尔滨:东北农业大学,2012.
10 关正军,张鸿琼,李文哲,等. 固液分离机变螺距螺旋轴:中国,201220402573.3[P]. 2013 - 01 - 23.
11 关正军,张旭,王新志. 一种螺旋挤压固液分离出料装置:中国,201520170947.7[P]. 2015 - 09 - 02.
12 关正军,李文哲,郑国香,等. 固液分离对牛粪利用效果的影响[J]. 农业工程学报,2011,27(4):259 - 263.
GUAN Zhengjun, LI Wenzhe, ZHENG Guoxiang, et al. Effect of solid-liquid separation on utilization of dairy manure [J]. Transactions of CASE, 2011, 27(4): 259 - 263. (in Chinese)
13 GUAN Zhengjun, SUN Xianli, BI Lanping, et al. Two-phase anaerobic fermentation by co-digestion of liquids separated from dairy manure with swine manure [J]. International Journal of Agricultural and Biological Engineering, 2016, 9(2): 146 - 152.
14 侯振东,田潇瑜,徐杨. 秸秆固化成型工艺对成型块品质的影响[J]. 农业机械学报,2010,41(5):86 - 89.
HOU Zhendong, TIAN Xiaoyu, XU Yang. Effects of densification processing on physical quality and mechanical properties of corn stover[J]. Transactions of Chinese Society for Agricultural Machinery, 2010, 41(5): 86 - 89. (in Chinese)
15 段建,陈树人,姚勇,等. 环境秸秆压块机吨燃料能耗试验与工艺优化[J]. 农业机械学报,2013,44(1):149 - 155.
DUAN Jian, CHEN Shuren, YAO Yong, et al. Energy consumption test and process optimization for circular for mold briquetting machine[J]. Transactions of Chinese Society for Agricultural Machinery, 2013, 44(1): 149 - 155. (in Chinese)