DOI: 10.14042/j. cnki. 32.1309.2015.03.003

## 基于全耦合的地表径流与土壤水分运动数值模拟

朱 磊<sup>1,2</sup>,田军仓<sup>1,2</sup>,孙骁磊<sup>1,2</sup>

(1. 宁夏大学土木与水利工程学院,宁夏 银川 750021; 2. 旱区现代农业水资源高效利用教育部工程研究中心,宁夏 银川 750021)

**摘要:**针对降雨径流从坡面流下的过程中会发生下渗,导致土壤水非饱和带含水率增大这一动力学过程,从物理 机制上对土壤水和地表水进行耦合,将二维平面地表水模型叠置在土壤水模型的顶部,对土壤水、地表水模型进 行相同的空间和时间离散,在模型的计算过程中通过达西流关系对两者之间的水量交换进行计算(双层结点法耦 合)或整合离散方程的整体法进行耦合。通过对两种耦合方法的比较以及与前人的实验结果对比,该模型与耦合方 法能够准确地模拟和预测地表径流与土壤水分运动过程。研究结果可为分析地表水流与饱和-非饱和带水分与溶质 耦合机理提供理论支持。

从降雨到径流的形成是一个复杂的动态过程,对地表产流情况的研究,必然要考虑土壤的入渗问题。在 降雨和灌溉期,一部分随水流入渗到非饱和带和地下水中,当土壤饱和或来水量大于土壤表层的入渗能力 时,地表将会形成多余的水量,或积于地表,或形成径流。由于集流面坡度、坡位、坡形及处理方式不同, 使地表坡面水量转化的规律变得比较复杂。地表所接受的雨水在向土壤入渗过程中存在多维运动,且径流沿 坡面不断累积<sup>[1]</sup>。

目前,国内外关于地表水与土壤水系统之间的互动关系研究,多采用野外实地监测与室内试验相结合的 方法。应用数学模型方法模拟研究时,由于观测资料的缺失、条件限制或所关注问题的侧重点不同,模型构 建侧重于水循环系统的某些水文过程,而对其他水文过程采取简化处理<sup>[2]</sup>。而对于地表水流-土壤水动力学 耦合通常是将土壤水运动和地表水体流动作为两个不同的系统,分别采用连续性方程和圣维南方程进行描述,模拟区域水文过程时,两个系统在一定程度上实现过程耦合,包括外耦合、迭代耦合和完全耦合等3种 模式<sup>[3-5]</sup>。外耦合模式虽然计算效率较高,但因未考虑土壤水对地表水的反馈作用,致使模拟精度较低。迭 代耦合模式的计算效率相对较低,但模拟精度得到改善<sup>[6-8]</sup>。完全耦合模式则是同步计算地表水-土壤水动力 学模型,是一种完全意义的耦合,对于各个系统以及内部边界条件共同进行求解。即在土壤介质和地表水, 以及边界条件中的数值方程同时进行求解。具有震荡敏感性低和质量守恒误差小等优点<sup>[9]</sup>,但由于计算的 复杂性,国内外研究仍较少。

本文针对完全耦合仍缺乏系统研究的现状,根据地表径流物理机制与饱和-非饱和土壤水分运动理论, 在一定降雨过程条件下,分别采用驱动为两者之间水头梯度的双层结点法和整合离散方程的整体法,两种完 全耦合的方法,建立与土壤物理参数、灌排方式相关的地表径流与饱和-非饱和土壤水运动全耦合模型,根 据前人的实验结果,利用本文所提出的模型,在保证降雨与地表水、饱和-非饱和土壤水水量平衡的情况下, 精确描述了地表径流产流与土壤中水分运动过程并对两种完全耦合方法进行了对比分析。

收稿日期: 2014-08-29; 网络出版时间: 2015-04-16

网络出版地址: http: //www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20150416.1707.015.html

基金项目:水利部公益性行业科研专项经费资助项目(201301016-4);国家自然科学基金资助项目(51369025)

作者简介:朱磊(1980—),男,宁夏中宁人,副教授,博士,主要从事土壤水分运动研究。E-mail: nxuzhulei@163.com

## 1 地表径流与土壤水全耦合运动模型

#### 1.1 土壤水运动数学模型

土壤水运动方程应用三维饱和-非饱和土壤水分运动方程(Richards 方程)描述,方程的基本形式为<sup>[10-11]</sup>

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_{s}S_{w}) = \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left[ K_{ij}K_{rw} \frac{\partial(\psi + z)}{\partial x_{j}} \right] + Q \pm Q_{GS}$$
(1)

式中  $\theta_s$  为土壤饱和含水率,  $[L^3L^{-3}]$ ;  $\theta$  为土壤体积含水率,  $[L^3L^{-3}]$ ;  $S_w$ 为饱和度, 其值  $S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$ ;  $\psi$  为土 壤基质势, [L]; Q 为根系吸水项或其它源汇项,  $[L^3L^{-3}T^{-1}]$ ;  $x_i$ (i = 1, 2, 3) 为空间坐标, 当研究垂直截面 的平面流时,  $x_1 = x$  为横坐标,  $x_3 = z$  为垂直坐标, 且取向上为正; t 为时间, [T];  $K_{ij}$  为土壤饱和渗透系数张 量,  $[LT^{-1}]$ ;  $K_{iv}$ 为相对非饱和水力传导率, [-]。 $Q_{cs}$ 为地表水土壤水交换量,  $[L^3L^{-3}T^{-1}]$ 。

#### 1.2 地表径流运动数学模型

采用二维扩散波方程描述地表径流运动[11-15]。

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( d_s k_{sx} \frac{\partial h_s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( d_s k_{sy} \frac{\partial h_s}{\partial y} \right) + Q_s \pm d_s Q_{\rm CS}$$
(2)

式中  $d_s$  为水深, [L];  $h_s$  为水面高程,  $h_s = d_s + z_s$ , [L],  $z_s$  为地面高程, [L];  $Q_s$  为源汇项, [LT<sup>-1</sup>];  $k_{ss} \land k_{sy}$ 分别为  $x \land y$  方向上的地表传导系数, [LT<sup>-1</sup>]。

#### 1.3 方程参数处理

土壤水分特征曲线和非饱和土壤水力传导率采用 van Geneuchten 模型来表示<sup>[10-11]</sup>:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_{r} + \frac{\theta_{s} - \theta_{r}}{\left[1 + |\alpha h|^{n}\right]^{m}} & h < 0\\ \theta_{s} & h \ge 0 \end{cases}$$
(3)

$$K(h) = \begin{cases} K_s K_r(h) & h < 0\\ K_s & h \ge 0 \end{cases}$$
(4)

式中  $K_s$  为饱和水力传导度, [LT<sup>-1</sup>];  $\alpha$  为经验常数;  $K_r = S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$ ,  $m = 1 - \frac{1}{n}$ , n > 1,  $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_r - \theta_r}$ ,  $\theta_r$  为残余体积含水率, [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>],  $\theta_s$  为饱和含水率, [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>],  $S_e$  为有效饱和度, [-], n 和 m 为经验

 $\overline{\theta_s} - \theta_r$ ,  $\theta_r$ 为残余体积含水率, [L<sup>\*</sup>L<sup>\*</sup>],  $\theta_s$ 为饱和含水率, [L<sup>\*</sup>L<sup>\*</sup>],  $S_s$ 为有效饱和度, [-], n和 m 为经验 常数。

对于地表水模型参数,  $k_{sx}$ 和  $k_{sy}$ 可分别由下式求出<sup>[11-13]</sup>:

$$k_{sx} = \frac{d_s^{2/3}}{n_x} \frac{1}{\left[\partial h_s / \partial s\right]^{1/2}}, \quad k_{sy} = \frac{d_s^{2/3}}{n_y} \frac{1}{\left[\partial h_s / \partial s\right]^{1/2}}$$
(5)

式中  $n_x \ n_y$  分别为  $x \ y$  方向上的曼宁糙率系数, [L<sup>-1/3</sup>T]。

#### 1.4 边界条件的处理

对于土壤水渗出面边界,对程序模拟时间内有可能成为渗出面的所有结点予以事先设定。在每次迭代期间,潜在渗出面的饱和部分处理成水头为0的已知水头边界,而非饱和部分则处理成流量 Q 为0 的已知流量 边界。两个部分的长度在迭代的过程中不断地调整,直到饱和部分流量 Q 的计算值和非饱和部分水头的计算值都为负值为止,此时表明水流仅通过渗出面边界的饱和部分离开计算区域<sup>[10]</sup>。

$$Q_i = Kk_{\rm rw}\psi_i \tag{6}$$

式中  $\psi_i$ 为渗出面边界结点水头值;  $Q_i$ 为渗出面边界某结点流量值,渗出面边界流量 Q为所有该边界结点流量之和。

对于地表出流边界,采用临界深度排水边界,单宽流量 Q<sub>s</sub>为<sup>[11,13-14]</sup>

$$Q_{\rm s} = \sqrt{gd_{\rm s}^3} \tag{7}$$

式中 g为重力加速度。

## 2 地表径流与土壤水全耦合方法

本文采用的两种完全耦合方法基本思路为(图1),将 二维平面地表水模型重叠在土壤水模型的顶部,对土壤 水、地表水模型进行相同的空间和时间离散,表层的地表 水模型结点与土壤水模型顶部结点具有完全一致的空间坐 标,每个地表水结点与相应的土壤水结点进行水力联系。 在模型的计算过程中通过达西流关系对两者之间的水量交 换进行计算(双层结点法耦合)或整合离散方程的整体法进 行耦合<sup>[11-15]</sup>。

#### 2.1 双层结点法耦合

双层结点法是通过土壤水与地表水间的水量交换对两 模型进行全耦合。其关系描述如下<sup>[11-15]</sup>:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \theta_{s} S_{w} \right) = \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left[ K_{ij} K_{rw} \frac{\partial \left( \psi + z \right)}{\partial x_{j}} \right] \pm Q \pm Q_{GS}$$
$$\frac{\partial h_{s}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( d_{s} k_{sx} \frac{\partial h_{s}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( d_{s} k_{sy} \frac{\partial h_{s}}{\partial y} \right) + Q_{s} \mp d_{s} Q_{GS}$$

其驱动主要为两者之间水头梯度,交换量 $Q_{\rm cs}$ 为

$$Q_{\rm GS} = \frac{k_{\rm r} K_{\rm zz} (h - h_{\rm o})}{l_{\rm exch}}$$
(9)

式中  $K_{xz}$ 为 Z 方向土壤饱和渗透系数张量, [LT<sup>-1</sup>]; h 和  $h_o$ 分别为土壤水和地表水的水头, [L];  $l_{exch}$ 为耦 合长度,本次计算中采用 0.1; 计算  $k_r$  时采用迎风算法,当  $h > h_o$  时,  $k_r$  为地表介质相对渗透率,当  $h < h_o$ 时,  $k_r$  为土壤相对非饱和水力传导率。计算公式如下:

$$k_{r} = \begin{cases} 0 & d_{s} \leq 0 \\ 1 & d_{oh} \leq 0 \\ 1 & \frac{d_{s}}{d_{oh}} > 1 \\ \left(\frac{d_{s}}{d_{oh}}\right)^{2\left(1 - \frac{d_{s}}{d_{oh}}\right)} & 0 < \frac{d_{s}}{d_{oh}} < 1 \end{cases}$$
(10)

式中 *d*<sub>ob</sub>为细沟贮存量,由于地表存在细微的沟状起伏,水必需先填满这些起伏才能开始产生径流,填满 这些起伏的水量就是细沟贮存量。

### 2.2 整体法

由土壤水流运动离散方程

$$\left(\theta_{s} \frac{(s_{w}^{L+1} - s_{w}^{L})}{\Delta t}\right)_{I} V_{I} = \sum_{J \in \eta_{I}} (\gamma_{IJ} \lambda_{IJ})^{L+1} \Gamma_{IJ} + (Q_{I}^{L+1} \pm Q_{GSI}^{L+1}) V_{I} + \int_{B^{e}} q^{*} N_{I} dB^{e}$$
(11)

式中  $V_I$ 为结点 I的体积影响因子,  $[L^3]; \eta_I$ 表示与结点 I 相连接的结点序列;  $\gamma_{II}$ 为基质区结点 I 与结点 J之间 水势差;  $\lambda_{II}$ 表示采用迎风加权算法时,结点 I 与结点 J 之间的相对非饱和水力传导率;  $\Gamma_{II}$  为系数矩阵;  $q^*$  是指





and its connection to the subsurface

(8)

在边界结点 I 所代表的附近边界上通过的流动通量, [LT]; 当流速方向为从模拟区域向外时,该流量值为正, 否则为负,对于内部结点 I,  $q^* = 0$ ,  $B^e$  表示研究区域边界, [L];  $N_i$  为单元 e 中相应的基函数; L 为迭代次数。

如果结点 I 为土壤与地表共有结点,该结点上包含两区的双重性质,若假定  $h_I = h_{sI}$ ,则对于结点 I 的土壤水流动离散方程中, $(Q_I^{L+1} \pm Q_{GSI}^{L+1})V_I$ 中包含有两区的水量交换,而对于地表水流的离散方程:

$$(h_{sI}^{L+1} - h_{sI}^{L}) \frac{A_{sI}}{\Delta t} = \sum_{j \in \eta_{sI}} (\lambda_{s})^{L+1}_{(sIJ+1/2)} \gamma_{sIJ}^{L+1} \Gamma_{sIJ} + (Q_{sI}^{L+1} \mp d_{s}Q_{GSsI}^{L+1})A_{sI}$$
(12)

式中  $A_{sI}$ 为结点 sI的面积影响因子,  $[L^2]; \eta_{sI}$ 表示与结点地表结点 I 相连接的结点序列;  $\gamma_{sIJ}$ 为地表结点 I 与 结点 J 之间水头差;  $\lambda_{sIJ}$ 表示采用迎风加权算法时,结点 I 与结点 J 之间的地表相对传导率;  $\Gamma_{sIJ}$ 为系数矩阵。

式(12)中 $d_s Q_{GSsI}^{L+1} A_I$ 即为两区水量的交换量,可表示为

$$d_{s}Q_{GSsI}^{L+1}A_{sI} = \mp \left(h_{sI}^{L+1} - h_{sI}^{L}\right)\frac{A_{sI}}{\Delta t} - \sum_{j \in \eta_{sI}} (\lambda_{s})_{(sIJ+1/2)}^{L+1} \gamma_{sIJ}^{L+1} \Gamma_{sIJ} - Q_{sI}^{L+1}A_{sI}$$
(13)

将式(13)代入式(11)得整体法的两区耦合方程:

$$\left[ \theta_{s} \frac{\left(s_{w}^{L+1} - s_{w}^{L}\right)}{\Delta t} \right]_{I} V_{I} = \sum_{J \in \eta_{I}} \left(\gamma_{IJ} \lambda_{IJ}\right)^{L+1} \Gamma_{IJ} + Q_{I}^{L+1} V_{I} + \int_{B^{e}} q^{*} N_{I} dB^{e} \mp \left[ \left(h_{sI}^{L+1} - h_{sI}^{L}\right) \frac{A_{sI}}{\Delta t} - \sum_{j \in \eta_{sI}} \left(\lambda_{s}\right)^{L+1}_{\left(sIJ+1/2\right)} \gamma_{sIJ}^{L+1} \Gamma_{sIJ} + Q_{sI}^{L+1} A_{sI} \right]$$

$$(14)$$

式(14)就是采用了整体法的两区耦合离散方程<sup>[16-17]</sup>。

## 3 模型验证与耦合方法比较

本文采用国外已有室内试验结果来检验模型的准确性。实验设置如图 2 所示, T1—T13 为土壤水势监测 点,出流口 1 与出流口 2 分别收集地下与地表的出流量。实验过程为先将土壤完全饱和后放置 24 h,进行第 1 次降雨过程,持续时间 45 min,降雨强度为 0.69 cm/min,第 1 次降雨完成后放置 60 min,再进行第 2 次降 雨过程,持续时长 30 min,降雨强度为 0.69 cm/min。具体步骤参见文献[18],因模型中采用的各参数公式 与文献相同,且为了模型验证的准确性,直接选用参考文献[18]中参数,如表 1 所示。



Fig. 2 Schematic diagram of the experimental setup<sup>[4]</sup>

表	1	模型	ŧ	要	参	数
~~~	-			~	~	~~

Table 1 Main parameters of the model

参数	孔隙率/%	饱和水力传导度 K/(cm·min <sup>-1</sup> )	残余体积含水率 $\theta_r$	土壤饱和含水率 $\theta_s$	m	$\alpha/\mathrm{cm}^{-1}$	曼宁系数 n/(min·cm <sup>1/3</sup> )
取值	33	1. 28	0.024	0.33	5.00	0.05	0.001 224

#### 3.1 观测点水势响应

图 3 为沿坡度方向 3 个位置上, 孔隙水压力实验值与模拟值的比较, 表 2 为实验值与模拟值误差分析。

在 3 个不同深度位置上进行测量,在地表面(地面以下 5 cm 处; T1, T5 和 T11),中间层土壤剖面(地面以下 32 cm 处; T2, T6 和 T12)以及靠近底层(底层以上 1 cm; T3, T7 和 T13)。



#### 图 3 孔隙水压力实验值与模拟值的比较

Fig. 3 Water pressure value comparison between experimental and the simulation

表 2	Ŧ	<b>隙</b> 水	压力	实验值	i 与 樟:	拟值	误差	分	析
1× #		. PT ZIN	11. 11	75 111 111					

Table 2 Error analysis of water pressure between experimental and simulation v
--------------------------------------------------------------------------------

 $\operatorname{cm}$ 

测点 -	双层结点法		整体法		))), (F	双层	结点法	整	逐体法
	标准差	平均误差	标准差	平均误差	侧点	标准差	平均误差	标准差	平均误差
T1	2.01	1.60	2.49	1.99	Τ7	1.62	1.30	2.53	2.02
T2	2.07	1.65	1.73	1.38	T11	1.50	1.20	3.54	2.82
Т3	2.18	1.74	0.35	0.28	T12	2.43	1.94	2.78	2.22
Т5	2.03	1.63	3.79	3.02	T13	0.21	0.18	0.72	0.58
Т6	4.33	3.46	3.25	2.59					

由图 3 及表 2 可以看出,本文所构建的模型与实验实测结果匹配良好,根据文献[18],土壤在实验进行前完全饱和后放置 24 h,由于边界渗流排水,在模拟降雨开始前沙子整体干燥,由模型计算得到压力水头数

据与实验数据相符,在实验开始前沙子整体干燥,尽管在土层底部,下边界(下游)附近,存在一个小区域(T13)仍保持湿润。

从系统完全饱和并自由排水46.0h以后,坡底的压力水头在靠近边坡出口(T13)处近似为0;相反,坡底的压力水头靠近上游边界(T3)为-36 cm。在地表附近,实验土壤更加干燥,压力水头从-41 cm(坡口附近)变化到-56 cm(坡顶)。总体而言,整个系统,在实验砂土上坡和近表面区域的初始水分分布不均匀。

实验与数值模拟结果均显示,沿坡度方向,在同一深度土层不同位置处,压力水头随着时间的变化有着 非常相似的趋势。在地表以下 5 cm 的位置 (T1, T5 和 T11),降雨开始 2 min 以后压力水头迅速增大,一直 持续到第 20 分钟。压力水头跳跃式的快速增长反映了由降雨渗透,穿过地表,进入初始干沙的前期湿润锋。 尽管湿润锋的到来明显提高了局部压力水头,但仍是负压,表明土壤水饱和度接近但仍低于 100%。这种部 分饱和现象持续了 20 min;在此期间,没有更多的水积累在浅层而是通过渗透到达深层。之后随着坡底积水 量增大,湿润锋从下游边界推进朝向上游边界运动,直到坡顶达到饱和。

与其他测量点不同,接近土壤剖面的底部测量点,压力水头从初始值一直增加到稳态值(图3)。压力水 头在这些地区的持续上升表明,流入水量超过了流出的水量,提高了当地的土壤含水量,压力也跟着上升。 由于该系统的下界面是不透水层,所以水从土壤剖面的底部,以平行于坡基面的方向由渗出面边界流出。

与文献 [18] 相同,在第1次降雨水头值升高的模拟结果中,相比于实验观察预测水势响应还是有明显的滞后现象(图3)。这种滞后的原因是由于 Lisse 效应的存在<sup>[19]</sup>,不透水边界,最初干燥的土壤和地表土壤水分的快速 交换导致空气滞留的效果明显,而在土壤含水率相对较大的第2次降雨期,压力水头的滞后响应明显减少(图3)。

图 4 为沿坡基面部署 1(T13)、2(T10)、3(T7)和 4(T3)点压力水头值随时间变化过程。可以看出,虽 然与实验室实验相比数值模拟(双层结点法)的结果存在明显的滞后现象,但也显示出前面所述湿润锋从下 游边界推进朝向上游边界运动过程。





Fig. 4 Head value change along the bottom

图 5 为两种耦合方法计算出降雨 15 min (图 5(a)、图 5(c))与 27 min (图 5(b)、图 5(d))流速与饱和度的分布,其中云图表示饱和度 S<sub>w</sub>大小,矢量箭头表示流速。图 5 解释了土壤水流和饱和区的发展。从图中可以看出,两种方法计算出的流速与含水率几乎相同,可见两种耦合方法在计算精度上差别不大。在降雨的初级阶段(15 min),水流运动主要以垂直方向为主。只有在下边界坡底附近出现较小的饱和区域。在27 min,由于饱和区形成和扩大,靠近上部饱和区,水流被分流在上坡方向,饱和区中的水向上坡移动,上坡水流速(达西速度)比在下坡方向较小。

#### 3.2 地表与渗出面边界排水过程

图 6、表 3 为出流过程实测与模拟值比较和误差分析,可以看出本文模型模拟结果较好,也说明本文模型在边界条件处理上的正确性。这里需要说明的是在整体法耦合的时候,地表坡底边界结点既是渗出面边界 又是临界深度排水边界,在处理渗出面边界时,潜在渗出面的饱和部分处理成水头为 0 的已知水头边界,但 是在整体法中,假定  $h_i = h_{si}$ ,于是  $h_{si} = 0$ ,而此时地表由于已积水,故  $h_{si} \neq 0$ ,整个地表出流流量过程计算 出现错误,为解决整体法在这种情况下的缺陷,本文将地表坡底边界结点只设置为临界深度排水边界,出流量计算结果与实验值对比表明这种方法对于模型计算结果影响较小。



图 5 降雨 15 min 与 27 min 两种耦合方法流速与饱和度的分布 Fig. 5 Rainfall for 15 minutes and 27 minutes two coupling method of flow velocity and water content distribution



Fig. 6 Comparison between flow measurement and simulation value

#### 3.3 双层结点法参数敏感性分析

由于在双层结点法耦合中,引入了参数耦合长度 *l*<sub>exch</sub>,因此需对此参数进行参数敏感性分析,本文将 调整后的参数取值加减10%以上(表4),进行了参数 敏感性分析,重点考虑了这些参数对压力水头、出流 量的影响。从表4可以看出,耦合长度*l*<sub>exch</sub>对压力水 头与出流量计算结果影响较小,均在5%之内,模型 对此参数不敏感。

# 表 3 出流过程实测与模拟值误差分析 m<sup>3</sup>/min Table 3 Error analysis of water flow between

measurement and simulation value

山法计印	双层约	结点法	整体法		
山孤过住	标准差	平均误差	标准差	平均误差	
地表出流流量过程	8.32	6.64	8.36	6.67	
渗出面边界流量过程	84.15	67.14	66.39	52.97	
总流量过程	44.96	35.88	39.56	31.57	

表 4 参数 戰感 性力 价							%	
Table 4         Sensitivity analysis of parameters								
序号	T1	T2	Т3	T4	Т5	Т6	Τ7	Т8
相对变化量(取绝对值)	0.58	1.27	0.55	0.47	0.50	0. 69	0.27	0.46
序号	Т9	T10	T11	T12	T13	地表出流流量	渗出面边界流量	总出流流量
相对变化量(取绝对值)	1 23	0.22	0.69	0.90	0.09	0.72	0.31	0.31

#### 3.4 总计算时间比较

使用 Intel 酷睿 i7 920 CPU 2.66GHz 的 PC 机, 4 次双层结点法与整体法计算耗用计算时间对比如表 5 所示,虽然整体法的总计算时间少于双层结点法,但效率提高不甚明显。

	表 5	计算时	す间ズ	比
Table 5	Com	puting	time	comparison

	r		····	
押入士计		计算	次数	
柄百 刀 云	1	2	3	4
双层结点法	2 828.2	2 866. 5	2 857.2	2 834.6
整体法	2 622. 2	2 638. 1	2 640.0	2 579.9

#### 4 结 论

(1)本文根据地表径流与土壤水分运动特点,将地表径流考虑为二维形式,土壤水分运动考虑为三维 形式,详细阐述了双层结点法和整体法完全耦合方法机理,建立地表径流与土壤水分运动系统全耦合模型。

(2)通过算例验证,说明本文建立的全耦合模型在模拟地表径流与土壤水分运动时准确可靠,模型关于地表径流与土壤水分运动耦合关系的处理正确。双层结点法有更加明晰的物理意义,整体法形成的系数矩阵相对较小,求解容易,但在处理边界条件时会出现相互冲突导致计算结果错误。

(3)地表径流与土壤水分运动系统全耦合模型的建立有助于流域水文模型的扩展,同时解决地表径流、 土壤水饱和-非饱和渗流联合运用。

#### 参考文献:

- [1] 苏静.黄土高原半干旱地区坡面产流入渗作用机制的模拟研究[D].西安:西安建筑科技大学,2008.(SU Jing. Study on the simulation of rainfall-infiltration-runoff mechanism in slope in loess plateau semi-arid zone natural[D]. Xi'an: Xi'an University of Architecture and Technology,2008.(in Chinese))
- [2] 凌敏华,陈喜,程勤波,等.地表水文过程与地下水动力过程耦合模拟及应用[J].水文,2011,31(6):8-13.(LING Minhua, CHEN Xi, CHENG Qinbo, et al. Couple modeling between surface hydrology process and groundwater dynamic process and its application[J].Journal of China Hydrology,2011,31(6):8-13. (in Chinese))
- [3] FURMAN A. Modeling coupled surface-subsurface flow processes: A review [J]. Vadose Zone Journal, 2008, 7(2):741-756.
- [4] HUANG G B, YEH G T. Comparative study of coupling approaches for surface water and subsurface interactions [J]. Journal of Hydrologic Engineering-ASCE, 2009, 14(5):453-462.
- [5] MORITA M, YEN B C. Modeling of conjunctive two-dimensional surface three-dimensional subsurface flows [J]. Journal of Hydraulic Engineering-ASCE, 2002, 128(2):184-200.
- [6] 李志新,许迪,李益农,等.畦灌施肥地表水流与非饱和土壤水流-溶质运移集成模拟: I:模型[J].水利学报,2009,40(6):
   673-678,687.(LI Zhixin, XU Di, LI Yinong, et al. Integrated simulation of surface-subsurface flow and solute transport for border strip fertigation; I:Model[J]. Journal of Hydraulic Engineering,2009,40(6):673-678. (in Chinese))
- BANTI M,ZISSIS T H, ANASTASIADOU-PATH E. Furrow irrigation advance simulation using a surface-subsurface interaction model
   J. Journal of Irrigation and Drainage Engineering-ASCE, 2011, 137(5):304-314.
- [8] BAUTISTA E, ZERIHUN D, CLEMMENS A J. Iterative coupling strategy for surface-subsurface flow calculations in surface irrigation
   [J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering-ASCE, 2010, 136(10):692-703.
- [9] 董勤各,许迪,章少辉,等.一维畦灌地表水流-土壤水动力学耦合模型:I:建模[J].水利学报,2013,44(5):570-577.(DONG Qin'ge,XU Di,ZHANG Shaohui, et al. Coupled surface-subsurface hydrodynamic model for border irrigation: I: Model development [J]. Journal of Hydraulic Engineering,2013,44(5):570-577. (in Chinese))

329

%

- [10] SIMUNEK J, VOGEL T, van GENUCHTEN M TH. The SWMS 2-D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media version 1. 21 [R]. Riverside, CA: US Salinity Laboratory, 1994: 5-11.
- [11] PANDAY S, HUYAKOM P S. A fully coupled physically-based spatially distributed model for evaluating surface/subsurface flow [J]. Advances in Water Resources, 2004, 27:361-382.
- [12] 龙玉桥.HydroGeoSphere 在白石水库最小下泄流量研究中的应用[D].长春:吉林大学,2008.(LONG Yuqiao. Application of the HydroGeoSphere to determine the minimum discharge of the Baishi reservoir [D].Changchun: Jilin University,2008. (in Chinese))
- [13] THERRIEN R, McLAREN R G, SUDICKY E A, et al. HydroGeoSphere: A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport[R]. Waterloo:University of Waterloo, 2004: 275.
- [14] THOMPSON J R, S RENSON H R, GAVIN H, et al. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system to a lowland wet grassland in southeast England [J]. Journal of Hydrology, 2004,293;151-179.
- [15] ROSS M, GEURINK J, ALY A, et al. Integrated hydrologic model(ihm) volume: I: Theory manual [R]. Florid: Tampa Bay Water and Southwest Florida Water Management District, 2004.
- [16] THOMAS GRAF, THERRIEN R. Variable-density groundwater flow and solute transport in irregular 2-D fracture networks [J]. Advance in Water Resources, 2007, 30: 455-468.
- [17] THERRIEN R, SUDICKY E A. Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media[J]. J Contam Hydrol, 1996, 23(1/2):1-44.
- [18] SON PHI, WILLIAM C, LING Li. Laboratory and numerical investigations of hillslope soil saturation development and runoff generation over rainfall events [J]. Journal of Hydrology, 2013, 493:1-15.
- [19] WEEKS E P. The lisse effect revisited [J]. Ground Water, 2002, 40(6):652-656.

## A fully coupled numerical simulation for surface runoff and soil water movement \*

ZHU Lei <sup>1,2</sup>, TIAN Juncang <sup>1,2</sup>, SUN Xiaolei <sup>1,2</sup>

(1.School of Civil Engineering and Water Conservancy, Ningxia University, Yinchuan 750021, China; 2. Efficient Use of Water Resources in Arid Modern Agriculture Ministry of Educational Engineering Research Center, Yinchuan 750021, China)

Abstract: Aiming at this dynamic process that the infiltration will be occurred when the rainfall runoff flows down from a slope surface and the caused increase of soil water content in an unsaturated zone, the soil water and surface water were coupled from the physical mechanism in this paper. A two-dimensional plane model of the surface water was superimposed on top of a soil water model, and the same spatial and temporal discretizations were maintained for both models. In addition, during the calculation process for the models, the water exchange between the surface and soil water was calculated (double node analysis coupling) or a global approach integrating the discretization equation was coupled. Comparing the two coupling methods and compared with previously published experimental results, the model and coupling method in this paper can be used to accurately simulate and predict the movement processes of surface runoff and soil water. The research results of this paper can provide theoretical support to analyze surface water flow and the coupling mechanism of the water content and solute between saturated and unsaturated zones.

Key words: surface runoff; soil water; water exchange; unity coupling

<sup>\*</sup> The study is financially supported by the National Non-Profit Research Program of China (No. 201301016-4) and the National Natural Science Foundation of China (No. 51369025).