

DOI: 10.11779/CJGE201701017

# 格子 Boltzmann 方法在斜坡非饱和带土体大孔隙流研究中的应用

徐宗恒<sup>1</sup>, 徐则民<sup>2</sup>, 王志良<sup>\*2</sup>

(1. 云南师范大学旅游与地理科学学院, 云南 昆明 650500; 2. 昆明理工大学建筑工程学院, 云南 昆明 650500)

**摘 要:** 大孔隙结构的建立和大孔隙流的渗流模拟能定性和定量的解释大孔隙流的产生机理及其动态变化过程。采用 CT 扫描获取斜坡非饱和带大孔隙域, 基于不考虑外力项的格子 Boltzmann 方法, 通过确定离散速度模型、平衡态分布函数和分布函数的演化方程三大组成部分, 其中边界条件与计算假设依据染色示踪试验设定, 定性定量研究二维大孔隙流的渗流过程, 研究结果表明: 该方法能清晰量化描述大孔隙流湿润前锋的推进过程, 大孔隙效应明显, 渗流场流速随着时间推移逐渐趋于稳定, 大孔隙效应逐渐减弱; 在连通性较好、孔径较大的区域流体流速较快, 且在大孔隙中心流速最大, 往两侧逐级递减; 下层深度处的流体流量和流速往往受控于上一层大孔隙的孔径尺度。格子 Boltzmann 方法的应用能为大孔隙流特别是三维渗流过程的研究提供新手段。

**关键词:** 格子 Boltzmann 方法; 非饱和带; 大孔隙流; 渗流过程

中图分类号: TU43

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2017)01-0178-07

**作者简介:** 徐宗恒 (1987 - ), 男, 博士, 讲师, 主要从事水文地质与工程地质方向研究工作。E-mail: xuzongheng208@163.com。

## Application of lattice Boltzmann method in macropore flows in unsaturated zone soil of slopes

XU Zong-heng<sup>1</sup>, XU Ze-min<sup>2</sup>, WANG Zhi-liang<sup>2</sup>

(1. Department of Tourism and Geographic Science, Yunnan Normal University, Kunming 650500, China; 2. Faculty of Civil Engineering and Mechanics, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650500, China)

**Abstract:** The establishment of macropore structure and infiltration simulation is primarily used to explain the mechanism and dynamic change of macropore flows. The macropore domain of unsaturated zone soil of slopes by means of CT scan is acquired. Moreover, based on the lattice Boltzmann method regardless of the external forces, qualitative and quantitative researches on two-dimensional macropore flow seepage process are achieved after the discrete-velocity model, equilibrium distribution function and evolution equation of distribution function are established with boundary conditions and calculation assumptions according to dye tracer experiments. The results show that: (1) This computing method can clearly and quantitatively describe the wetting front propulsion of macropore flows and prove that the macropore effect is obvious, but the effect decreases when the seepage flow velocity gradually tends to be stable. (2) The fluid velocity is faster in better connectivity and larger macropore size area, and the velocity decreases gradually from the center to both sides of macropore which means it is the fastest in the center. (3) The quantity and velocity of fluid flows at the lower depth is under the control of the macropore size at the above depth. The application of the lattice Boltzmann method can offer helps for macropore flows, especially three-dimensional seepage study.

**Key words:** lattice boltzmann method; unsaturated zone; macropore flow; seepage process

## 0 引 言

目前由于水在土体中的渗透导致的工程事故 (基坑坍塌、溃坝、滑坡等) 层出不穷, 给人类工程建设、生存和生活造成巨大的影响, 究其原因主要是土体三相组成复杂, 导致土体渗流性能也较为复杂。基于渗

透系数对土体进行渗透性能评价仅能反映土体的水理

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41502340); 国家自然科学基金委员会-云南联合基金重点项目 (U1033601, U1502232)

收稿日期: 2015-11-06

\*通讯作者 (E-mail: wangzhiliangtj@126.com)

性质, 而不能明确水在土体孔隙内流动过程及其产流机制; 另一方面, 在植被发育的斜坡非饱和带内, 土体中各类大孔隙结构能为降雨水分快速入渗提供便利条件, 使水分极少与周围土体基质发生水量交换而注入含水层, 这对于地下水位的快速抬升、加重斜坡自重、加快加强水岩相互作用以及随之带来的斜坡稳定性降低具有巨大的推动作用, 是滑坡泥石流等地质灾害产生的一个重要环节<sup>[1]</sup>, 所以依据大孔隙结构的建立以及细观尺度上土体渗流的研究而得到大孔隙流的产生机理及其动态变化过程具有重要基础意义。

大孔隙流研究首要问题是大孔隙的界定和大孔隙研究方法的选择。综合刘伟等<sup>[2]</sup>、秦耀东等<sup>[3]</sup>、李伟莉等<sup>[4]</sup>研究者的成果, 目前主要从 4 个方面对大孔隙进行界定: 按当量孔径、按毛细势、按导水率界定、按功能界定, 其中按当量孔径进行界定较多, 例如: Warner 等<sup>[5]</sup>将土壤中大孔隙当量孔径界定为 0.03~3 mm; Luxmoore 等<sup>[6]</sup>、Carey 等<sup>[7]</sup>和 Lamandé 等<sup>[8]</sup>认为大孔隙的当量孔径下限尺度为 1.0 mm; 吴华山等<sup>[9]</sup>将孔径大于 0.3 mm 的孔隙看做大孔隙; 所以由于不同学者采用不同研究手段, 按当量孔径界定时各学者也没有完全统一。另外一方面, 土体大孔隙流的研究手段一般采用染色示踪和切片等直观明了的方法, 数学手段一般采用数学模型进行研究。近年来, 数值模拟方面也有了很大的进展, 例如梁越等<sup>[10]</sup>采用数值模拟建模方法求解孔隙域内流体的流动情况, 验证了渗透过程中大孔隙的优先流现象, 所需要的孔隙域是由颗粒流软件 PFC<sup>3D</sup> 生成的; 冯杰等<sup>[11]</sup>采用 Richards 方程和对流-弥散方程, 对优先域(大孔隙域)和基质域分别赋予弥散度和饱和水力传导度, 模拟水及溴离子在土中的运移, 研究对象为模拟土体。20 世纪 80 年代末 90 年代初新兴起来的格子 Boltzmann 数值模拟方法

(LBM- lattice boltzmann method) 是一种流体系统建模和模拟的新方法, 该方法是介于流体的微观分子动力模型和宏观连续模型之间的介观模型, 由于其计算方法简单、流-固相互作用处理直观、易于程序化实现、可以实时监控粒子的运动过程等优点在渗流、流-固耦合等方面得到了快速的发展<sup>[12]</sup>。在大孔隙流研究中, 将土体基质看成是渗流场边界, 将水流离散成流体粒子, 物理区域(CT 扫描获得的土柱切片)离散成一系列的格子, 时间离散成一系列的时步<sup>[13]</sup>, 运用 LBM 方程来描述流体粒子的演化模式, 可以在任何时刻定量描述任意位置处粒子的运动方向和流速, 并能宏观上观察到流体的迁移情况。申林方等<sup>[14]</sup>利用该方法研究了饱和土体细观渗流场, 方法的运用为土体渗流机理提供了新的研究手段, 但文中研究对象为根据土体

的孔隙率随机配置建立的二维土体孔隙结构, 与实际土体结构有所差别, 结果不能起到很好的实践指导作用, 本文将研究工作具体化, 渗流区选用 CT 扫描非饱和带土柱得到的二维切片, 结果定性定量研究了二维大孔隙流的渗流过程, 研究方法的应用能为大孔隙流的研究提供新手段并能为 LBM 方法在三维大孔隙流研究奠定基础。

## 1 格子 Boltzmann 模型

本文对大孔隙流模拟采用的模型是目前运用较为广泛的格子 BGK (LBGK) 模型, 当考虑外力项时, 其演化方程为<sup>[13]</sup>

$$f_i(\mathbf{r}+\mathbf{e}_i\Delta t, t+\Delta t)-f_i(\mathbf{r}, t) = -\frac{1}{\tau}[f_i(\mathbf{r}, t)-f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t)]+\Delta t\cdot F_i(\mathbf{r}, t) \quad (1)$$

式中,  $f_i(\mathbf{r}, t)$  和  $F_i(\mathbf{r}, t)$  为  $t$  时刻, 空间位置  $\mathbf{r}$  处沿  $\mathbf{e}_i$  方向上粒子密度分布函数和外力项;  $\mathbf{e}_i$  为离散速度;  $\Delta t$  为时间步长;  $f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t)$  为平衡态分布函数。 $\tau$  为无量纲松弛时间, 与运动黏滞系数  $\eta$  的关系:  $\eta = c_s^2(\tau - 0.5)\Delta t, c_s$  见后文。

离散速度模型、平衡态分布函数和分布函数的演化方程是 LBM 模型的 3 大组成部分, 本文中, 离散速度模型采用 Qian 等<sup>[15]</sup>提出的 DnQm 模型 ( $n$  为空间维数、 $m$  为离散速度个数) 中的二维九速度正方形格子 D2Q9 模型, 其离散速度为 (模型如图 1 所示):

$$[\mathbf{e}_0, \mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3, \mathbf{e}_4, \mathbf{e}_5, \mathbf{e}_6, \mathbf{e}_7, \mathbf{e}_8] = c \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & -1 & 0 & 1 & -1 & -1 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & -1 & 1 & 1 & -1 & -1 \end{bmatrix} \quad (2)$$

式中,  $c$  为格子速度, 定义为  $c = \Delta x / \Delta y$ ,  $\Delta x$  为格子间距, 通常有  $\Delta x = \Delta y$ 。而平衡态分布函数采用 DnQm 模型中的结果:

$$f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t) = \rho \omega_i \left[ 1 + \frac{\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u}}{c_s^2} + \frac{(\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u})^2}{2c_s^4} - \frac{u^2}{2c_s^2} \right] \quad (3)$$

式中  $c_s$  为格子声速,  $c_s = c^2 / 3$ ;  $\omega_i$  为权系数,  $\omega_0 = 4/9$ ,  $\omega_{1,2,3,4} = 1/9$ ,  $\omega_{5,6,7,8} = 1/36$ 。

代入式 (2) 可得

$$f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} \frac{4}{9}\rho \left[ 1 - \frac{3u^2}{2c^2} \right] \\ \frac{1}{9}\rho \left[ 1 + \frac{3\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u}}{c^2} + \frac{9(\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u})^2}{2c^4} - \frac{3u^2}{2c^2} \right] & (i=1,2,3,4), \\ \frac{1}{36}\rho \left[ 1 + \frac{3\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u}}{c^2} + \frac{9(\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{u})^2}{2c^4} - \frac{3u^2}{2c^2} \right] & (i=5,6,7,8) \end{cases} \quad (4)$$

式中,  $\rho$  和  $\mathbf{u}$  为模型宏观密度和速度, 根据质量守恒定律及动量守恒定律, 可得

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \sum_{i=0}^8 f_i, \\ \rho \mathbf{u} &= \sum_{i=0}^8 f_i \mathbf{e}_i \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

本文分布函数的演化方程采用不考虑外力项 ( $\Delta t \cdot F_i(\mathbf{r}, t) = 0$ ) 的 LBM 模型:

$$f_i(\mathbf{r} + \mathbf{e}_i \Delta t, t + \Delta t) - f_i(\mathbf{r}, t) = -\frac{1}{\tau} [f_i(\mathbf{r}, t) - f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t)] \quad (6)$$

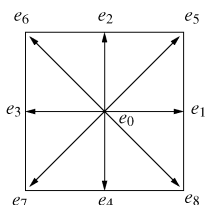


图1 D2Q9 粒子速度矢量模型

Fig. 1 Particle velocity vectors of D2Q9 model

## 2 边界条件与计算假设

笔者前期在云南省昆明市呈贡和昭通市头寨植被发育斜坡区进行了多组染色试验 (染色示踪剂采用亚甲基蓝, 采用喷洒模拟降雨以及开挖剖面拍照观察方式获取水流下渗路径, 具体的试验过程和试验分析详见文献[16]), 典型染色示踪结果如图2所示, 图2

(a) 为成圆度较高呈弯曲状的蚯蚓通道, 图2(b) 为腐烂不彻底根系形成通道呈环状分布于根系周侧, 图2(c) 为干湿循环或冻融交替因素形成的裂隙通道, 除此之外, 还有砾石-土体接触带、团聚体间结构性孔隙等大孔隙被染色。由此可见植被发育斜坡非饱和带土体中广泛存在有各种类型的大孔隙, 在降雨条件下, 水分在大孔隙中快速下渗, 而很少与土体基质发生水量交换, 导致仅大孔隙边壁被染色, 周侧基质土体未染色, 同时也说明大孔隙在降雨条件下对水分在非饱和带中快速下渗起到了关键性作用。

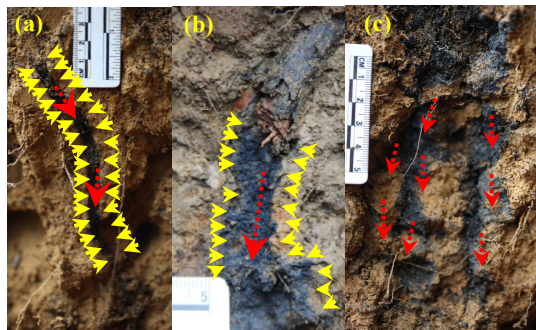


图2 非饱和带土体大孔隙导流证据

Fig. 2 Evidence of macropore flows

依据染色试验结果, 本文对边界条件处理时, 假定流体粒子仅在大孔隙空间内发生碰撞和迁移, 即流体仅在大孔隙内流动, 将渗流模型左右边界设定为不

透水边界, 并且将土体基质当做静止固定边界, 采用标准反弹格式; 上边界 (土体表层) 施加恒定流速, 下边界 (流出边界) 自由, 采用非平衡态外推格式。两种边界条件的处理方法示意图如图3, 4所示<sup>[14]</sup>, 详细方式可以参考文献[13]。

### 2.1 标准反弹格式

标准反弹格式, 即假设流体粒子与边界壁面碰撞 (粒子自节点  $O_8, O_4, O_7$  以分布函数  $f_8, f_4, f_7$  入射—迁移至  $O$  点) 后, 随即发生逆转, 按原路返回 (分别以分布函数  $f_6, f_2, f_5$  发生迁移, 如图3所示), 表达式为

$$\left. \begin{aligned} f_6(O, t + \Delta t) &= f_8(O, t), \\ f_2(O, t + \Delta t) &= f_4(O, t), \\ f_5(O, t + \Delta t) &= f_7(O, t). \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

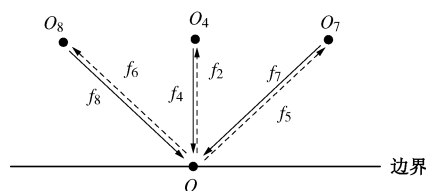


图3 标准反弹格式

Fig. 3 Bounce-back scheme

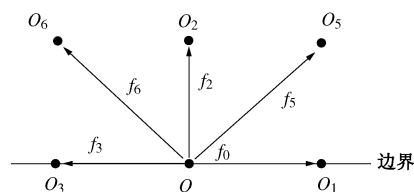


图4 非平衡外推格式

Fig. 4 Non-equilibrium extrapolation scheme

### 2.2 非平衡外推格式

采用 Guo 等<sup>[17]</sup>提出的非平衡态外推边界 (如图4所示), 其基本思想为: 将边界节点  $O$  的分布函数分解为平衡态 ( $f^{\text{eq}}$ ) 和非平衡态 ( $f^{\text{neq}}$ ) 两部分,

$$f_i(O, t) = f_i^{\text{eq}}(O, t) + f_i^{\text{neq}}(O, t) \quad (8)$$

一般的, 其中平衡态部分  $f_i^{\text{eq}}(O, t)$  可以由边界节点处的宏观物理量求得; 而非平衡态部分  $f_i^{\text{neq}}(O, t)$  则需要由场中流体节点  $O_2$  的非平衡态部分代替  $O$  点平衡态部分进行计算, 即:

$$f_i^{\text{neq}}(O, t) = f_i(O_2, t) - f_i^{\text{eq}}(O_2, t) \quad (9)$$

所以可得

$$f_i(O, t) = f_i^{\text{eq}}(O, t) + [f_i(O_2, t) - f_i^{\text{eq}}(O_2, t)] \quad (10)$$

## 3 Matlab 程序的实现

基于以上的认识, 本文编制 Matlab 计算程序, 对流体在大孔隙中渗流进行模拟分析, 具体实现的步骤

为:

(1) 模型初始化: 设定初始的密度  $\rho$  及速度  $u$  以及粒子分布函数  $f_i = f_i^{\text{eq}}(\rho, u)$ 。

(2) 采用粒子的碰撞-迁移方法, 在同一时层求解离散方程。

(3) 按照前述方法进行边界条件处理。

(4) 依据式 (2) ~ (4) 计算下一时层各格子点处的粒子分布函数  $f_i$ 、密度  $\rho$  和速度  $u$ 。

(5) 循环 2~4 步骤, 逐步实现粒子的迁移和碰撞。

(6) 判断是否收敛, 是则结束计算并输出结果, 否则重复 3~5 计算步骤。本文判断是否收敛的标准为相邻两时层速度的相对误差 Error 小于一个标准小量  $\varepsilon$  (计算方法如下):

$$\text{Error} = \frac{\sqrt{\sum [(u_x(r, t + \Delta t) - u_x(r, t))^2 + (u_y(r, t + \Delta t) - u_y(r, t))^2]}}{\sqrt{\sum [u_x(r, t + \Delta t)^2 + u_y(r, t + \Delta t)^2]}} < \varepsilon. \quad (11)$$

## 4 实例计算与分析

用于本文计算的实例来源于 CT 扫描获取的云南省昭通市头寨滑坡滑源区附近斜坡非饱和带土柱的纵切片图像 (土柱的获取、CT 扫描和数据处理详见文献[18]), 为了有效实现 LBM 方法对土体大孔隙流情况的模拟, 本文选取一张典型大孔隙连通性较好的 CT 纵切片作为计算剖面, 如图 5 (a) 所示, 需说明的是, 由于 CT 扫描仪分辨率限制, 能识别的大孔隙下限孔径为 0.44 mm, 土样渗流区垂向深度 20 cm, 宽 20 cm。为了计算方便, 本文特取时间步长  $\Delta t = 1$ , 格子步长  $\Delta x = \Delta y = 1$ , 则格子速度  $c = 1$ , 总格子数为  $400 \times 400$ , 上边界稳定流速  $u = 0.01$ , 松弛时间  $\tau = 0.75$ , 格子流体黏滞系数  $\eta = 1/12$ , 格子声速  $c_s = 1/\sqrt{3}$ , 判断是否计算结果收敛的标准取为  $\varepsilon = 10^{-8}$ 。

因为模型中采用的均为格子单位, 物理参数均进行了无量纲化处理, 所以对大孔隙渗流过程进行定量分析, 需要将格子单位 (lattice unit) 转换为物理单位 (physical unit), 而转换过程需要参考量:

$$\left. \begin{aligned} D &= D' \times L, \\ \eta &= \eta' \times \frac{L^2}{T}, \\ \rho &= \rho' \times \frac{G}{L^3} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

式中  $L, T$  为参考长度和参考时间;  $D, \eta, \rho, G$  为物理长度、流体黏滞系数、流体密度、重量, 其中取  $\eta = 0.012 \text{ cm}^2/\text{s}$ ;  $D', \eta', \rho'$  为格子长度、格子流体黏

滞系数、格子流体密度。代入并变化形式有

$$\left. \begin{aligned} L &= \frac{D}{D'}, \\ T &= \frac{\eta'}{\eta} \left( \frac{D}{D'} \right)^2, \\ G &= \frac{\rho}{\rho'} \left( \frac{D}{D'} \right)^3 \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

所以有

$$\left. \begin{aligned} t &= t' \times T, \\ l &= l' \times L, \\ v &= v' \times \frac{\eta}{\eta'} \times \frac{D'}{D} \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

式中,  $t, l, v$  为物理时间、长度和速度,  $t', l', v'$  为格子时间、长度和速度。根据上式即可将格子单位转化为物理单位。

为了观察不同时步时渗流场内各位置处格点流速的分布, 图 5 (b) ~ (f) 列出了 500 ( $t = 8.68 \text{ s}$ )、1000 ( $t = 17.36 \text{ s}$ )、5000 ( $t = 86.80 \text{ s}$ )、20000 ( $t = 347.22 \text{ s}$ )、40000 ( $t = 694.44 \text{ s}$ ) 时步时各格点处流速的分布情况, 从图中可以看出, 由于边界条件的设定, 流体粒子仅在大孔隙内运移, 在连通性较好、孔径较大的大孔隙区域能顺利流过, 且流速较大, 土体大孔隙度越大, 渗流速度越快, 在死端大孔隙流体则被约束, 无法通过; 下一位置处的流体粒子数量 (流体流量) 受控于上一层大孔隙孔径尺度控制, 在孔径较小的连通性大孔隙内, 通过的流体流量较少, 下一层流体的流速一般会较小; 对土体大孔隙内一中间格点 (格子坐标:  $68 \times 64$ ) 观察其格子速度变化情况时发现 (图 5 (b)), 该格点所在位置大孔隙孔径约为 5 mm, 从大孔隙中心至大孔隙边壁处格子速度 (物理速度) 分别为 0.04473 (0.1288 cm/s)、0.04441 (0.1279 cm/s)、0.04089 (0.1178 cm/s)、0.02869 (0.0826 cm/s)、0.00998 (0.0287 cm/s), 中心流速大, 边壁处流速逐渐减小; 从图中不同时步渗流速度分布还可以看出, 随着时步的增加, 速度分布范围越来越广, 但整体渗流场内流速分布逐渐趋于稳定 (最终土体达到饱和), 大孔隙效应逐渐减弱, 不同时步格点坐标为:  $68 \times 64$  处格子速度分别为 0.04473 (0.1288 cm/s)、0.04579 (0.01319 cm/s)、0.04788 (0.01379 cm/s)、0.04919 (0.01417 cm/s)、0.04935 (0.01421 cm/s), 其流速逐渐趋于稳定, 继续监测会发现其在 54330 时步时 ( $t = 15.7 \text{ min}$ ) 流速最终稳定在 0.04936 (0.0142 cm/s), 此时, 研究区土体大孔隙域内渗流场各格点流速整体分布均匀。

图 5 (b) 中特写了 500 时步时 ( $t = 8.68 \text{ s}$ ) “大孔隙流湿润前锋” 的推进过程 (虚线框内), 可以看出,





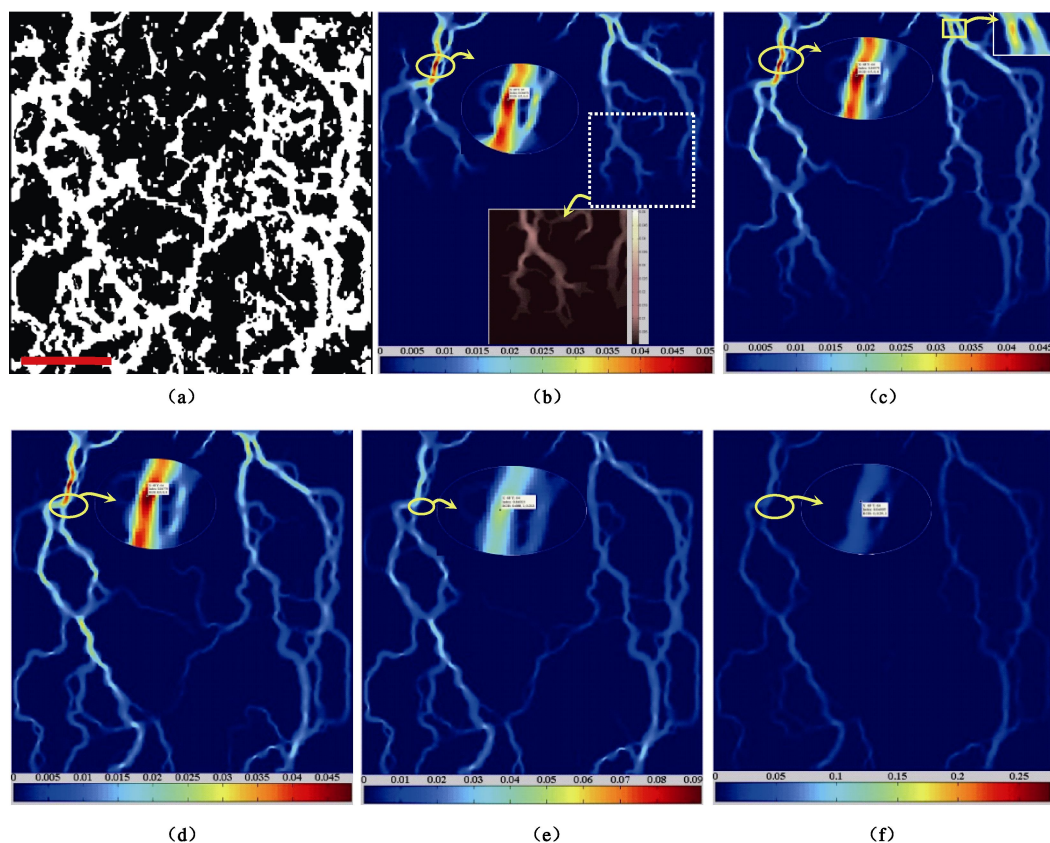


图 5 CT 切片及不同时间步时渗流场流速分布

Fig. 5 CT slice and velocity distribution in seepage fields at different time-steps

“湿润前锋”如树枝状分布，路径发展方向主要受少量且连通性好的大孔隙控制，所形成的通道最前位置处流速较小且均匀，约为  $0.001$  ( $2.88 \times 10^{-4}$  cm/s)，之后由于过水量逐渐加大，渗流速度逐渐增加；由图 5 (c) 还可以知道，流体自表层土体沿大孔隙到达底层界面（流出边界）用时约 1000 时步 ( $t=17.4$  s)，大孔隙作用效应显著。

图 6 为渗流场内流速稳定 ( $t=15.7$  min) 以后横向和垂向各格点处格点流速之和的变化情况，由图中可以看出，垂向流速之和波动变化范围较小，多数格点处于  $2 \sim 3$  cm/s 之间，可以体现出“稳定状态”，且相邻格点处流速之和是连续变化的，在分支通道较多的位置达到波峰 (345 格点 (物理位置为 172.5 mm 深度处) 处最大值为 4.197 cm/s)，观察 CT 渗流图片可知，主要原因是该位置流通的大孔隙通道数量相对较多 (分支较多)，而且大孔隙的孔道尺度相比其它位置均较大，导致流速之和较大。另外，横向 (水平) 流速之和波动变异较大，因为沿横向很多位置处为基质孔隙，流速为 0，波动较大的位置为大孔隙区域，在  $50 \sim 100$  和  $270 \sim 370$  格点范围内流速之和相对较大，同样的，横向格点速度之和也是连续变化的，说明相邻格点之间流速是均匀变化的。为了得到渗流场流速稳定以后某一深度位置处格点速度沿水平方向的变化情况，此处选取了  $Z=32$  mm ( $68 \times 64$  格点所在深度) 和

$Z=200$  mm (流出边界) 处进行研究，结果如图 7 所示，图示可知约 80% 的区域为土体基质，流速为 0，在有大孔隙存在区域，大孔隙流格点流速呈单峰状增加然后降低，明显的， $Z=32$  mm 位置处共有三个尺度较大的大孔隙通道，且仅有大孔隙中心区域的格点流速大于入口边界处的流速  $0.0287$  cm/s，而流出边界处大孔隙域内格点流速分布复杂，显得无规律可寻。由图还可知且大孔隙渗流区域绝大部分格点流速均小于入口流速。

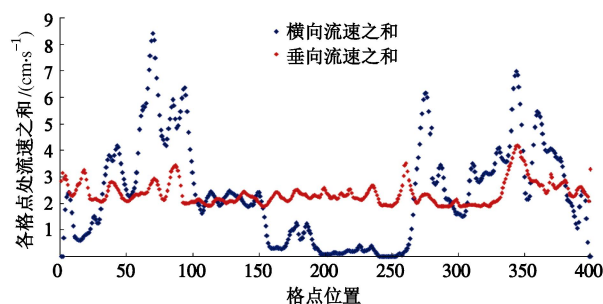


图 6 渗流场流速稳定以后横向和垂向格点流速之和

Fig. 6 Sum of velocities at lattice points in horizontal and vertical directions at steady state

综上所述，渗流场大孔隙域内流体流速的变化能有效说明土体大孔隙流过程，说明 LBM 方法可以用于土体大孔隙流计算和研究，同时本文研究结果为基于 LBM 方法进行三维非饱和带土体大孔隙流过程研究奠定了基础。

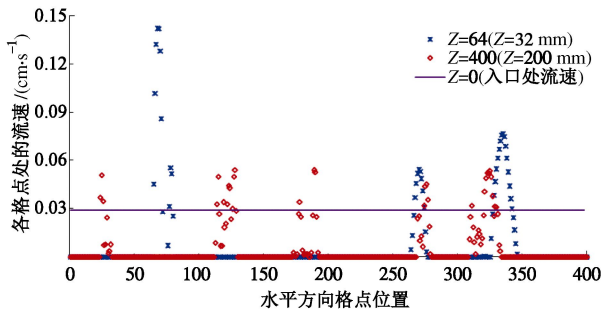


图 7 渗流场流速稳定以后典型深度处格点速度分布

Fig. 7 Physical velocities at lattice points at special position at steady state of seepage field

## 5 结 论

本文利用 LBM 方法将水流离散成流体粒子, CT 获取非饱和带土体纵切片物理区域离散成一系列的格子, 时间离散成一系列的时步, 用不考虑外力项的 LBM 方程控制粒子的演化模式, 研究了不同时步大孔隙渗流过程, 结果表明:

(1) 此方法能清晰量化描述大孔隙流湿润前锋的推进过程, 大孔隙对流体在向下运动的过程控制效应明显; 但是效应会随着渗透时间的推移而减弱, 整个渗流场流速最终会趋于稳定。

(2) 在连通性较好、孔径较大的区域流体流速较快, 且大孔隙中心流速最大, 往两侧逐级递减; 下层深度处的流体流量和速度往往受控于上一层大孔隙的孔径尺度。

(3) 某一深度处大孔隙中心区域的格点流速一般大于流入边界处的流速, 但在大孔隙域内绝大部分格点流速均小于入口流速, 而流出边界处大孔隙区域内格点流速分布复杂, 无规律可寻。

(4) 格子 Boltzmann 数值方法可以有效用于二维土体大孔隙流计算和研究, 研究结果为基于 LBM 方法进行非饱和带土体三维大孔隙流过程研究奠定了基础, 同时对进一步揭示大孔隙流的产流机理有较大帮助。

## 参考文献:

- [1] 徐则民. 植被与斜坡非饱和带大空隙[J]. 地学前缘, 2007, **14**(6): 134 - 142. (XU Ze-min. Vegetation and macropores in vadose of hill slopes[J]. Earth Science Frontiers, 2007, **14**(6): 134 - 142. (in Chinese))
- [2] 刘 伟, 区自清, 应佩峰. 土壤大孔隙及其研究方法[J]. 应用生态学报, 2001, **12**(3): 465 - 468. (LIU Wei, QU Zi-qing, YING Pei-feng. Chinese Journal of Applied Ecology, 2001, **12**(3): 465 - 468. (in Chinese))
- [3] 秦耀东, 任 理, 王 济. 土壤中大孔隙流研究进展与现

状[J]. 水科学进展, 2000, **11**(2): 203 - 207. (QIN Yao-dong, REN Li, WANG Ji. Review on the study of macropore flow in soil[J]. Advances in Water Science, 2000, **11**(2): 203 - 207. (in Chinese))

- [4] 李伟莉, 金昌杰, 王安志, 等. 土壤大孔隙流研究进展[J]. 应用生态学报, 2007, **18**(4): 888 - 894. (LI Wei-li, JIN Chang-jie, WANG An-zhi, et al. Research progress in soil macropore flow[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2007, **18**(4): 888 - 894. (in Chinese))
- [5] WARNER G S, NIEBER J L, MOORE I D, et al. Characterizing macropores in soil by computed tomography[J]. Soil Science Society of America Journal, 1989, **53**(3): 653 - 660.
- [6] LUXMOORE R J, JARDINE P M, WILSON G V, et al. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope[J]. Geoderma, 1990, **46**(1): 139 - 154.
- [7] CAREY S K, QUINTON W L, GOELLER N T. Field and laboratory estimates of pore size properties and hydraulic characteristics for subarctic organic soils[J]. Hydrological Processes, 2007, **21**: 2560 - 2571.
- [8] LAMANDÉ M, LABOURIAU R, HOLMSTRUP M, et al. Density of macropores as related to soil and earthworm community parameters in cultivated grasslands[J]. Geoderma, 2011, **162**: 319 - 326.
- [9] 吴华山, 陈效民, 陈 黎. 利用 CT 扫描技术对太湖地区主要水稻土中大孔隙的研究[J]. 水土保持学报, 2007, **21**(2): 175 - 178. (WU Hua-shan, CHEN Xiao-min, CHEN Can. Study on macropore in main paddy soils in tai-lake region with CT[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2007, **21**(2): 175 - 178. (in Chinese))
- [10] 梁 越, 陈建生, 陈 亮. 孔隙流动数值模拟建模方法及孔隙流速分布规律[J]. 岩土工程学报, 2011, **33**(7): 1104 - 1109. (LIANG Yue, CHEN Jian-sheng, CHEN Liang. Numerical simulation model for pore flow and distribution of their velocity[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2011, **33**(7): 1104 - 1109. (in Chinese))
- [11] 冯 杰, 张佳宝, 郝振纯, 等. 水及溶质在有大孔隙的土壤中运移的研究 (II): 数值模拟[J]. 水文地质工程地质, 2004, **31**(4): 77 - 82. (FENG Jie, ZHANG Jia-bao, HAO Zhen-chun, et al. A study of the transport of water and solute in macroporous soils(II): numerical simulation[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2004, **31**(4): 77 - 82. (in Chinese))
- [12] 郭照立, 郑楚光. 格子 Boltzmann 方法的原理及应用[M]. 北京: 科学出版社, 2009. (GUO Zhao-li, ZHENG Chu-guang. Theory and applications of lattice boltzmann

