doi:10.6041/j.issn.1000-1298.2021.10.033

基于水量平衡原理的裂隙优先流双域渗透模型及其应用

王　策[1]　张展羽[1]　陈晓安[2]　陈　于[3]　朱成立[1]　翟亚明[1]

(1.河海大学农业科学与工程学院, 南京 211100; 2.江西省水利科学院,南昌 330029;
3.江苏省农村水利科技发展中心, 南京 210029)

摘要: 针对农田裂隙在灌溉过程中造成灌水效率降低和养分淋失等现象,基于表层入渗、裂隙边壁层流通量、裂隙边壁水平吸渗三者与灌水强度平衡原理,构建了基于水量平衡的优先流双域渗透模型,采用染色示踪试验进行了验证,并基于该模型进行了初始/边界条件旋转设计模拟应用。结果表明,试验优先流模式可显著区分为基质流态(土层深度 0~10 cm)和优先流态(土层深度大于 10 cm),染色覆盖率在土层深度大于 10 cm 的区域内呈线性骤降趋势;对比分析实测和模拟流态可知,本文提出的裂隙流双域渗透模型可有效预测土壤上边界入渗特征、基质流入渗深度和染色覆盖率随深度的变化,实测和模拟染色覆盖率极显著相关($P<0.01$,R^2 为 0.981),裂隙流发育可分为供水强度控制、表层入渗能力/裂隙边壁层流控制、表层/裂隙边壁入渗能力控制 3 个阶段。基于该模型采用初始体积含水率(θ_i 为 0.20、0.25、0.30、0.35 cm^3/cm^3)和灌水强度(R_0 为 0.10、0.08、0.06、0.04、0.03、0.02 cm/min)旋转设计,分析了初始及边界条件下优先流特征,模拟结果表明,增大灌水强度可使优先流指数增加而降低灌水均匀度,而当初始含水率升高时,优先流强度减弱且基质流深度增加。本文基于水量平衡原理模拟了裂隙流湿润锋推移过程,消除了传统双域渗透模型难以量化裂隙边壁糙率和层流厚度的缺点,丰富了膨缩性土壤裂隙优先流预测理论,可为农田水分管理和水肥渗漏淋失抑制提供依据。

关键词: 干缩裂隙; 裂隙优先流; 双域渗透模型; 数值模拟; 水量平衡原理

中图分类号: S274.3　　**文献标识码**: A　　**文章编号**: 1000-1298(2021)10-0314-13　　**OSID**:

Dual-permeability Model for Crack Preferential Flow Based on Principle of Water Volume Balance and Its Application

WANG Ce[1]　ZHANG Zhanyu[1]　CHEN Xiaoan[2]　CHEN Yu[3]　ZHU Chengli[1]　ZHAI Yaming[1]

(1. *College of Agricultural Science and Engineering*, *Hohai University*, *Nanjing* 211100, *China*
2. *Jiangxi Academy of Water Science and Engineering*, *Nanchang* 330029, *China*
3. *Rural Water Conservancy Science and Technology Development Center of Jiangsu Province*, *Nanjing* 210029, *China*)

Abstract: Soil desiccation cracks result in a decrease in irrigation efficiency and nutrients loss during irrigation events, and the prediction of crack preferential flow would provide theoretical basis for soil water management during crop planting. A dual-permeability model was proposed for crack preferential flow, based on the principle of water volume balance in which the sum of surface infiltration rate, laminar flow flux and lateral flow rate through crack walls equaled the surface irrigation intensity. The dual-permeability model was validated with help of dye tracer experiments of preferential flow. Furthermore, this preferential flow model was applied to practical use with rotation-combination design of initial/boundary conditions, i.e. antecedent water content and irrigation intensity. The results showed that the preferential flow patterns could be markedly classified into matrix flow (soil depth was 0~10 cm) and preferential flow (soil depth was greater than 10 cm). The variations of dye coverage were rapidly decreased when the soil depth exceeded 10 cm. A comparison of the measured and simulated data showed that the dual-permeability preferential flow model was remarkably valid in predicting the characteristics of

收稿日期: 2021-06-12　修回日期: 2021-07-26

基金项目: 江苏省自然科学基金青年基金项目(BK20200523)、江西省重点研发计划项目(20203BBGL73226)、中央高校基本业务费专项资金项目(B200201017)和中国博士后科学基金项目(2021M690874)

作者简介: 王策(1989—),男,讲师,主要从事节水灌溉理论与技术、农田裂隙及其优先流理论研究,E-mail: wangce@hhu.edu.cn

通信作者: 张展羽(1957—),男,教授,主要从事节水灌溉理论与技术研究,E-mail: zhanyu@hhu.edu.cn

the surface infiltration rate, matrix flow depth and the dye coverage variations with depth. The Pearson correlation coefficient between the measured and the simulated data showed a significant level ($P<0.01$, R^2 was 0.981). The propagation of crack preferential flow process could be divided into supply dominated phase, surface infiltration capacity/crack wall laminar flow dominated phase and surface/crack wall infiltration capacity dominated phase. Based on this model, a rotation-combination numerical simulation containing four levels of antecedent water content (θ_i was 0.20 cm^3/cm^3, 0.25 cm^3/cm^3, 0.30 cm^3/cm^3 and 0.35 cm^3/cm^3) and six levels of irrigation intensity (R_0 was 0.10 cm/min, 0.08 cm/min, 0.06 cm/min, 0.04 cm/min, 0.03 cm/min and 0.02 cm/min) was conducted. The simulated preferential flow patterns were analyzed under 24 treatments. The results showed an increase in preferential flow fraction and a decrease in irrigation uniformity when the irrigation intensity was increased. As the antecedent water content was increased, the strength of preferential flow was decreased and the matrix flow depth became larger. In general, the proposed model was valid in predicting the propagating wetting fronts of crack preferential flow by adopting the water volume balance principle, which eliminated the disadvantages of the traditional dual-permeability preferential flow model that the roughness of the crack walls and the thickness of the laminar flow can not be accurately quantified. The proposed model provides a novel perspective into crack preferential flow prediction, and the simulation results would provide theoretical basis for the farmland water management and percolation loss.

Key words: desiccation and shrinkage cracks; crack preferential flow; dual-permeability model; numerical simulation; principle of water volume balance

0　引言

农田土壤在动物活动、根系腐烂、风化侵蚀和干湿冻融交替等条件下形成大孔隙结构，导致灌溉水或施用养分未能被土壤充分吸收，在重力驱使下脱离基质势吸持作用向深层快速迁移，从而形成优先流效应[1-3]。优先流现象可造成田间灌水效率降低、养分淋失[4-5]或地下水污染等风险。研究表明，95%的优先流发生在孔径大于250 μm的孔隙中，然而这些大孔隙仅占总孔隙的0.32%左右[6]。干缩裂隙隶属膨缩性大孔隙结构，发生于土壤脱湿收缩过程，其贯穿性和连通性结构可为水分、悬浮颗粒等提供绕流路径，使灌溉水大量损耗[7-8]，因此裂隙优先流机理研究可为田间灌水效率提高和养分淋失控制提供理论依据，精准模拟优先流发育规律对农田灌溉和水肥高效利用、地下水污染防治等具有重要意义[9]。

优先流通常采用染色示踪（碘化钾、亮蓝等）[10]、CT断层扫描、穿透曲线等方法进行观测和机理研究。优先流模拟过程中，可将土壤划分为基质域和裂隙域两个孔隙域结构，根据两域形态或水流态同时模拟或分区模拟水流过程及其水分交换过程。目前，描述大孔隙优先流模型主要有双域模型或双渗透模型等[11-15]。其中，双渗透模型首次由GERKE等[16]提出，假定基质域和大孔隙域（或裂隙域）为两个相互独立且统一的多孔介质，分别采用Darcy-Richards方程以及两套孔隙率、持水曲线和非饱和导水率进行物理模拟，并采用两域尺寸权重因子描述基质域和裂隙区域比率，而两域间水分交换则根据交界面平均导水率和水势差推算。COPPLA等[17]根据裂隙愈合过程参数对双渗透模型进行了改进，考虑了两域水力参数及物理形态的动态演变过程。双域模型则是将土壤分割为两个独立区域，其中大孔隙流简化为重力驱使的重力流，其形式包括基于运动波的层流运动，哈根-泊肃叶的管状流等[15]。例如，GRECO[18]构建了考虑裂隙吸湿闭合的VIMAC模型，该模型将土壤研究区划分为基质域、膨胀裂隙域和永久大孔隙域，3个域分别采用Darcy-Richards流、考虑变形的裂隙边壁层流方程和永久形态的大孔隙层流波动方程模拟；LEPORE等[19]构建的M&M模型将基质域简化为方体多孔介质，可采用Richards方程描述基质中水分运移，同时将裂隙域简化为基质间的网状/板状通道，采用哈根-泊肃叶层流方程描述。两域模型中，优先流假定为由重力和粘滞性共同支配的粘滞层流运动[2]，采用薄壁型式的哈根-泊肃叶方程模拟，粘滞层流运移参数可由时域反射仪测定，或由进入大孔隙/裂隙内的入渗通量推算。然而，针对不同类型土壤，其水力/物理特征、裂隙边壁糙率、边壁倾角、层流厚度等差异性显著，导致双域模型无法精确概化；此外，多数模型通常简化表层边界或裂隙边壁边界条件，忽略了裂隙边壁层流推进过程[20]，存在一定的误差。据此，本文基于表面入渗、层流运移、裂隙边壁水平吸渗与灌水强度相平衡的水量平衡原理，构建优先流双域渗透模型，采用碘化钾-淀粉染色示踪试验进行验证，并对该模型进行应用，以期进一步深化对裂隙优先流机理的认识，为农田水肥管理和深层渗漏抑制提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 模型理论

1.1.1 双渗透模型

定义基质域和裂隙域的下标分别为 m(matrix)和 c(crack)。裂隙优先流可采用经典的双渗透模型(Dual-permeability model)进行描述,该模型假设基质域和裂隙域为两个水分相互交换的多孔连续介质域,两域均可采用 Darcy - Richards 方程描述,则两域中的水分运移表示为

$$\begin{cases} C_m \dfrac{\partial h_m}{\partial t} = \dfrac{\partial}{\partial z}\left[K_m(h_m)\left(\dfrac{\partial h_m}{\partial z}-1\right)\right] + \dfrac{\Gamma_w}{\xi_m} \\ C_c \dfrac{\partial h_c}{\partial t} = \dfrac{\partial}{\partial z}\left[K_c(h_c)\left(\dfrac{\partial h_c}{\partial z}-1\right)\right] - \dfrac{\Gamma_w}{\xi_c} \end{cases} \tag{1}$$

式中 C_m、C_c——基质域和裂隙域比水容量,cm^{-1}

K_m、K_c——基质域和裂隙域的非饱和导水率,cm/min

t——入渗时间,min

z——土层深度位置坐标,设定向下为正,cm

Γ_w——两域间的一阶水分交换项,min^{-1}

h_m、h_c——基质域和裂隙域的水势,cm

ξ_m、ξ_c——基质域和裂隙域体积比,cm^3/cm^3

然而,裂隙孔径通常达到毫米甚至厘米级,因此在裂隙饱和情况下的水通量或导水率可采用基于哈根-泊肃叶层流方程模拟,其饱和导水率 K_{c-s} 公式为[13]

$$K_{c-s} = \frac{w_c^2 g}{12\nu} \tag{2}$$

式中 w_c——裂隙宽度,cm

g——重力加速度,m/s^2

ν——运动粘度系数,m^2/s

上述方法即为双渗透模型理论,即基质域水分运移可采用 Darcy - Richards 方程模拟;针对大孔隙的裂隙域,需采用哈根-泊肃叶层流方程模拟。然而,不同裂隙流情境下的边界条件具有差异,对于哈根-泊肃叶层流方程,其层流厚度随灌溉(或模拟雨灌)强度而变化,因而难以获取。本文拟针对差异性上边界条件对模型进行改进。

1.1.2 基于水量平衡原理的优先流双域渗透模型

(1)基质域-裂隙域控制方程

拟采用二维 Darcy - Richards 方程对基质域进行描述,方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_m(\theta)\frac{\partial h_m}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left[K_m(\theta)\left(\frac{\partial h_m}{\partial z}-1\right)\right] \tag{3}$$

式中 θ——土壤体积含水率,cm^3/cm^3

$K_m(\theta)$——关于含水率的非饱和导水率,cm/min

x——研究区域横向位置坐标,cm

裂隙域中的层流厚度由上边界供水强度 R_0 和表层入渗能力(入渗率)$i(t)$ 共同决定。基于哈根-泊肃叶在平行板间的层流推导,得出裂隙间柱状层流单宽水流量与层流厚度的相关关系为[13]

$$i_c = \frac{(w(R_0, i(t)))^2 g}{12\nu} + R_0 \tag{4}$$

式中 $w(R_0, i(t))$——关于上边界恒定灌水强度 R_0 和入渗能力 $i(t)$ 的层流厚度,cm

i_c——进入裂隙的单宽水流量,cm/min

式(4)的前一项为平板状层流通量,后一项为直接落入裂隙的降雨强度,而在实际运算过程中,平板层流(优先流量)远大于直接进入裂隙内的雨强,因此 R_0 可忽略不计。

裂隙边壁吸渗与层流下移同时发生,基于达西定律有

$$i_h = K_m(\theta)\frac{\partial h_m}{\partial x} \tag{5}$$

式中 i_h——水平吸渗率,cm/min

式(5)即为基质域-裂隙域间水平吸渗控制方程,可根据 Green - Ampt(GA)模型简化为

$$i_h = \overline{K}\frac{s_f}{x_f} \tag{6}$$

式中 s_f——湿润锋处基质吸力,cm

$\overline{K}$——平均导水率,通常取 0.5 倍饱和导水率 K_s,cm/min

x_f——湿润锋与裂隙边壁的距离,cm

根据 GA 模型及土壤导水率函数,可获取裂隙边壁水平吸渗率关于时间的函数。

式(3)~(5)分别为基质域二维入渗控制方程、裂隙域边壁层流方程、裂隙边壁水平吸渗方程。进入裂隙的水流通量由上边界供水强度和表层入渗能力共同决定,因此需分析上边界条件。

(2)上边界条件

假设上边界为恒定供水条件(模拟微喷),$R(t) = R_0$,且有 $R_0 > K_s$。当土壤表层干燥时,上表层入渗能力 $i(t) = -K(\theta(z,t))\partial h/\partial z$($h$ 为土壤负压水头)随时间逐渐由 $+\infty$ 降低至 K_s。上边界条件在不同阶段的入渗率 $i(t)$ 可采用 Smith 公式描述为

$$i(t) = \begin{cases} R_0 & (0 \leqslant t < t_p) \\ K_s + A(t - t_0)^{-a} & (t \geqslant t_p) \end{cases} \tag{7}$$

式中 A、a——入渗参数,可采用薄层低水头入渗条件测算

t_0——渐近线横坐标,min

t_p——径流发生时刻，等效于积水时刻（Ponding point）或优先流发生时刻，min

当 $0 \leqslant t < t_p$ 时，$i(t) = R_0$，模拟喷灌 R_0 全部转化为入渗；当 $t \geqslant t_p$ 时，$i(t) \leqslant R_0$，基质域上边界产生径流，表层实际入渗率为 $i(t)$，且多余水分进入裂隙内，此时进入裂隙内的单宽水流量为

$$i_c = R_0 + i_{ew} = R_0 + \frac{\xi_m}{\xi_c}(R_0 - i(t)) \tag{8}$$

式中　i_{ew}——上边界表面产生的多余水分流量，cm/min，其随着时间 t 逐渐增大，后期 R_0 与之比较可忽略不计

在已知土壤持水/导水率参数下，可采用积水时刻模型对积水发生时间 t_p（min）进行模拟，公式为

$$t_p = \frac{I_p}{R_0} = \frac{\bar{s}(\theta_s - \theta_i)}{\dfrac{R_0}{K_s} - 1}\frac{1}{R_0} \tag{9}$$

其中

$$\bar{s} = \int_0^1 s\mathrm{d}K_r \tag{10}$$

式中　I_p——积水时刻对应的总入渗量，cm

θ_s、θ_i——饱和含水率和初始含水率，cm^3/cm^3

s——土壤基质吸力，cm

$\bar{s}$——湿润锋处平均基质吸力，cm

K_r——相对导水率，(cm/min)/(cm/min)

土壤持水特征（VG 模型）及非饱和导水率（Mualem 模型）公式为

$$\begin{cases} S_e = \dfrac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\dfrac{1}{1 + |\alpha h|^n}\right)^m \\ K_r = \dfrac{K(\theta)}{K_s} = S_e^L\left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m\right]^2 \end{cases} \tag{11}$$

式中　S_e——有效饱和度

L、α、m、n——土壤持水特征/导水曲线参数，L 常取 0.5

其中 $m = 1 - 1/n$ 且 $0 < m < 1$。

（3）基于水量平衡的裂隙流模型

当 $0 \leqslant t < t_p$ 时，灌水全部转化为入渗，呈现出基质流流态；在 $t \geqslant t_p$ 的初始阶段，地表径流水分进入裂隙并沿边壁呈层流状下移，且伴随着水平吸渗过程。定义时间步长为 Δt（min），在 $t_p \leqslant t < t_p + \Delta t$ 期间，进入裂隙流量与水平吸渗的动态平衡，则有

$$w_c \int_{t_p}^{t_p+\Delta t} i_{ew}\mathrm{d}t = \Delta l_1 \int_0^{\Delta t} i_h \mathrm{d}t \tag{12}$$

式中　Δl_1——裂隙边壁上湿润长度，cm

随时间推移，边壁 Δl_1 上逐渐饱和，则层流进入下个湿润段 Δl_2，则在 $t_p + \Delta t \leqslant t < t_p + 2\Delta t$ 时根据水量平衡，同样可得

$$w_c \int_{t_p+\Delta t}^{t_p+2\Delta t} i_{ew}\mathrm{d}t = \Delta l_1 \int_{\Delta t}^{2\Delta t} i_h^{l_1}\mathrm{d}t + \Delta l_2 \int_0^{\Delta t} i_h^{l_2}\mathrm{d}t \tag{13}$$

式中　$i_h^{l_1}$、$i_h^{l_2}$——Δl_1、Δl_2 段的水平吸渗函数

同理，在 $t_p + (n-1)\Delta t \leqslant t < t_p + n\Delta t$ 内，存在公式

$$\begin{cases} w_c \int_{t_p}^{t_p+\Delta t} i_{ew}\mathrm{d}t = \Delta l_1 \int_0^{\Delta t} i_h \mathrm{d}t \\ w_c \int_{t_p+\Delta t}^{t_p+2\Delta t} i_{ew}\mathrm{d}t = \Delta l_1 \int_{\Delta t}^{2\Delta t} i_h^{l_1}\mathrm{d}t + \Delta l_2 \int_0^{\Delta t} i_h^{l_2}\mathrm{d}t \\ \vdots \\ w_c \int_{t_p+(n-1)\Delta t}^{t_p+n\Delta t} i_{ew}\mathrm{d}t = \Delta l_1 \int_{(n-1)\Delta t}^{n\Delta t} i_h^{l_1}\mathrm{d}t + \Delta l_2 \int_{(n-2)\Delta t}^{(n-1)\Delta t} i_h^{l_2}\mathrm{d}t + \\ \qquad \cdots + \Delta l_n \int_0^{\Delta t} i_h^{l_n}\mathrm{d}t \end{cases} \tag{14}$$

式（14）即为基于水量平衡原理的裂隙流水平吸渗方程，基于前期测得的土壤持水/导水率函数，根据经验公式可得 i_h、i_{ew} 和 t_p；其次设定步长 Δt，采用迭代法可获取各时间段内的湿润段 Δl，以及裂隙边壁水平吸渗湿润锋距离 x_f，从而确定基质及裂隙流湿润锋分布。

上述模型即为基于水量平衡原理的双域渗透物理模型及其相应理念。然而在实际应用过程中，其求解方法相对复杂，故拟采用数值模拟方法进行简化，分段模拟优先流过程。

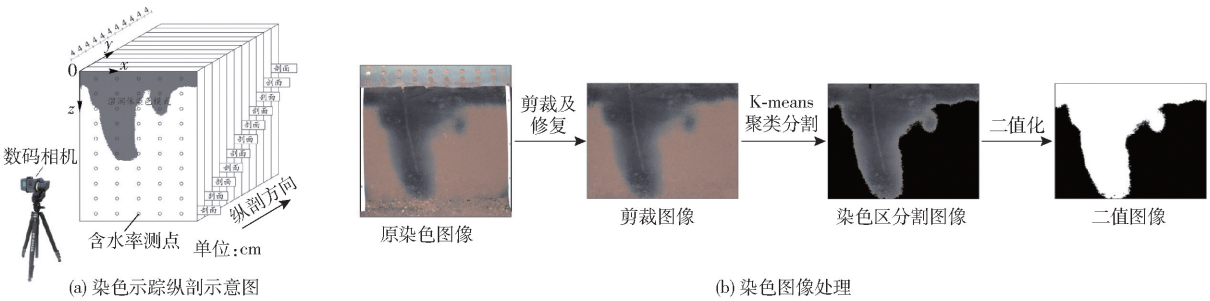
1.2　试验方法及数值模拟

1.2.1　研究区概况与供试土样

采用碘化钾-淀粉染色示踪试验，对裂隙流模式进行观测，验证模型有效性。试验于河海大学节水园区节水与农业生态试验场进行，土壤试样取自试验场内稻麦轮作大田（31°86′N，118°60′E），隶属长江中下游粘棕壤，总孔隙率 53.5%，非毛管孔隙度约为 6.8%。试验区年均降雨量和蒸发量为 1 106 mm 和 900 mm，年均日照时长为 2 017.2 h。取表层 0 ~ 40 cm 旋耕土过 10 mm 筛后按原容重（1.25 g/cm^3）逐层回填至尺寸为 1.0 m × 1.0 m × 1.0 m 的蒸渗仪内，每层回填厚度 10 cm 且在层间打毛，保证层间水力均匀性和连续性。蒸渗仪前侧可拆卸用于土壤纵剖，后侧设置间隔 10 cm、直径 1.0 cm 的圆孔用以 TDR 监测土壤水分水势数据，见图 1a。裂隙培养前采用油灰刀平整表面。

1.2.2　裂隙培养及染色示踪试验

采用模拟喷灌预湿润处理试验，根据初始含水率和土层深 40 cm 内田间持水量设计灌水定额，随后隔绝降雨环境自然开裂，至表层含水率降至凋萎系数为止。裂隙发育过程中拍摄裂隙形态，裂隙深度采用带有刻度尺的弹性塑料杆插入测定，土壤含水率采用 TDR 实时测定。裂隙培养完成后，采用碘化钾-淀粉



(a) 染色示踪纵剖示意图 (b) 染色图像处理

图 1 染色示踪纵剖图及染色图像处理过程

Fig. 1 Sketch of vertical excavation, dye coverage experiment and image process for dyed patterns

染色示踪技术结合纵剖试验观测水流运移。在灌溉水中加入质量浓度 20 g/L 的碘化钾 KI 示踪剂,对开裂土壤进行灌溉处理,基于文献[21-22]中优先流试验灌水强度,设定 60 mm/h(0.10 cm/min)作为灌水强度,历时 100 min,额定灌水定额为 100 mm。由于灌溉水中的 I^- 电荷与土颗粒外层电荷相同,因而不易被土壤吸附。灌水 12 h 后纵剖土壤试样并对剖面喷洒硝酸铁($Fe(NO_3)_3$,质量浓度 20 g/L)和淀粉混合液(质量浓度 50 g/L)。三价铁离子 Fe^{3+} 的氧化性将灌溉水中的 I^- 氧化为碘分子 I_2,I_2 与可溶性淀粉反应生成靛蓝色包合物,从而示踪水流运移模式。而后每 4 cm 逐层纵剖试样并拍摄记录优先流染色模式。

1.2.3 裂隙优先流评价指标

采用图像处理技术对优先流信息进行提取(图 1b),步骤包括图像扭曲矫正、剪裁及修复、K-means聚类分割、二值分割等,可根据颜色深度将优先流图像分割为染色区域和非染色区,基于形态学算法提取相应参数。采用的优先流评价指标如下:

(1)染色面积率 R_{dye}(%),定义为剖面染色面积 A_{dye}(cm^2)占总面积 A_t(cm^2)的百分比,其中针对染色面积 A_{dye},可统计二值图像中染色像素数量 n_{dye},并将其转换为尺寸量纲(cm)。

(2)剖面 y 内任意点入渗深度,表示为

$$H_I(x) = \lambda \sum_{i=1}^{M} \beta(x,z) \tag{15}$$

式中 $H_I(x)$——剖面 y 上表面坐标(x,y)处所对应的入渗深度,cm

M——剖面图像像素行数

$\beta(x,z)$——剖面 y 上任意一点(x,z)处的染色值,其中染色时$\beta(x,z)$取 1,未染色取 0

λ——像素转换为尺寸量纲的转换系数,取为 0.05 cm/像素

(3)剖面平均入渗深度 $\overline{H}$(cm),表示为

$$\overline{H} = \frac{1}{N} \sum_{i}^{N} H_I(x) \tag{16}$$

式中 N——剖面图像像素列数

(4)层深为 z 时的染色覆盖率,表示为

$$R_{dye}(z) = \frac{\sum_{z-\Delta z}^{z+\Delta z} \sum_{i}^{N} \beta(x,z)}{2\Delta z N} \times 100\% \tag{17}$$

式中,$R_{dye}(z)$为土壤剖面 $z-\Delta z$ 至 $z+\Delta z$ 层间的染色覆盖率(%),该指标为大孔隙流或裂隙流常用指标,量化了不同层间土壤染色深度,描述了垂直方向的染色均匀性[23]。

(5)基质流深度 H_m(cm),定义为表层至 z 层方向连续染色覆盖率不小于 95% 时对应的染色深度,可根据 $R_{dye}(z)$和深度 z 关系曲线确定。

(6)优先流指数 R_{PF},定义为优先流染色面积 A_{PF}占总染色面积 A_{dye}的比率,估算式为

$$R_{PF} = \frac{A_{dye} - l_N H_m}{A_{dye}} \tag{18}$$

式中 l_N——染色剖面宽度,cm

通过取样可知,染色区试样饱和度范围为 56.9%~66.3%,因此可忽略染色区域内饱和度的差异,直接采用染色面积估算优先流指数。

(7)灌水均匀度 E_u,量化了灌溉区内水量分布均匀度,是衡量灌水质量的主要指标,表达式为

$$E_u = \left(1 - \frac{|\Delta H|}{\overline{H}}\right) \times 100\% \tag{19}$$

其中

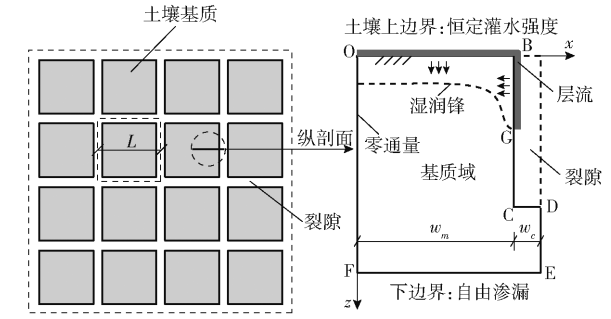
$$|\Delta H| = \frac{\sum_{i}^{N} |H_I(x) - \overline{H}|}{N} \tag{20}$$

式中 $\overline{H}$、$H_I(x)$——剖面平均入渗深度和横向 x 坐标处染色入渗深度,cm

1.2.4 双渗透模型数值模拟分段求解

基于 1.1.2 节裂隙流双域渗透物理模型,采用 Hydrus 2D 分段求解裂隙优先流模式。可将裂隙网络简化为方形网络,将土壤分割为基质域和裂隙域,取中心对称区域作为研究区域进行 Hydrus 2D 建模(图 2)。根据裂隙优先流发生的时段,可根据时间节点 $0 \leqslant t \leqslant t_p$ 和 $t > t_p$ 分别构建数学模型。

当 $0 \leqslant t \leqslant t_p$ 时,未发生表面径流和优先流,OB 为恒定强度边界,OF、BC、DE 和 EF 分别为零通量



(a) 裂隙网络示意图及研究对称区域选择　　(b) 研究区域边界条件

图 2　裂隙网络形态和研究对称区域边界条件

Fig. 2　Morphology of soil crack network and boundary conditions of selected symmetrical research area

边界(图 2)，则有定解条件

$$\begin{cases}\dfrac{\partial\theta}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial x}\left(K(\theta)\dfrac{\partial h}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)\left(\dfrac{\partial h}{\partial z}-1\right)\right]- \\ \qquad K(\theta)\left(\dfrac{\partial h}{\partial z}-1\right)=R_0 \quad (\text{OB}) \\ -K(\theta)\dfrac{\partial h}{\partial x}=0 \quad (\text{OF、BC、DE}) \\ -K(\theta)\left(\dfrac{\partial h}{\partial z}-1\right)=0 \quad (\text{EF})\end{cases} \tag{21}$$

式中　$K(\theta)$——土壤变饱和导水率，cm/min

当 $t>t_p$ 时，表面产生径流并沿裂隙边壁呈层流下移，形成优先流；同时裂隙边壁层流水平吸渗至基质域内，定解条件为

$$\begin{cases}\dfrac{\partial\theta}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial x}\left(K(\theta)\dfrac{\partial h}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)\left(\dfrac{\partial h}{\partial z}-1\right)\right]- \\ \qquad K(\theta)\left(\dfrac{\partial h}{\partial z}-1\right)=i(t) \quad (\text{OB}) \\ -K(\theta)\dfrac{\partial h}{\partial x}=0 \quad (\text{OF、DE}) \\ -K(\theta)\dfrac{\partial h}{\partial x}=(R_0-i(t))\dfrac{w_{\mathrm{m}}}{l_{\mathrm{wf}}} \quad (\text{BG})\end{cases} \tag{22}$$

式中　l_{wf}——裂隙边壁上湿润段长度，cm

需要注意的是，在 $t>t_p$ 阶段，湿润段 l_{wf} 随时间逐渐向下推移，因此湿润边界 BG 为动态变化边界，基于 1.1.2 节物理模型，在裂隙流发生后的任意时段 $(t,t+\Delta t)$ 内，存在水量平衡公式

$$\begin{cases}w_{\mathrm{m}}R_0\Delta t=w_{\mathrm{m}}\displaystyle\int_t^{t+\Delta t}i(t)\mathrm{d}t+\int_t^{t+\Delta t}\int_0^{l_{\mathrm{wf}}}i'_{\mathrm{h}}(t)\mathrm{d}z\mathrm{d}t+\Delta V_{\mathrm{lar}} \\ w_{\mathrm{m}}I_{\mathrm{t}}=w_{\mathrm{m}}I_{\mathrm{sur}}+l_{\mathrm{wf}}I_{\mathrm{h}}+\Delta V_{\mathrm{lar}}\end{cases} \tag{23}$$

式中　$i'_{\mathrm{h}}(t)$——裂隙边壁上单宽入渗率，cm/min

I_{t}——灌溉于表层边界上的水分总量，cm

ΔV_{lar}——裂隙内增加的层流面积，cm^2

通过 Hydrus 2D 软件即可求得在时间步长 Δt(min)内表层土壤入渗量 I_{sur}(cm)以及裂隙边壁入渗量 I_{h}(cm)，从而推算裂隙边壁层流湿润锋 l_{wf} 的推移规律。

土壤持水特征曲线及非饱和导水率基于 van Genuchten 和 Mualem 模型，采用 Hydrus 神经网络模块进行预测，输入参数包括机械组成(黏粒、粉粒和砂粒含量)和干容重。待试土壤机械组成和水力参数如表 1 所示。裂隙流 Hydrus 2D 模型的垂直剖面尺寸为 70 cm，水平尺寸为 40 cm，半裂隙宽度为1 cm(图 2)，水势与试样尺寸单位均为 cm，初始时间与最小时间分别为 0.144、0.014 4 min，最大迭代数设定 10，目标有限元网格尺寸 1 cm，共计8 232 个有限单元，入渗过程中暂不考虑裂隙愈合过程。

1.2.5　裂隙优先流应用

对裂隙流双域渗透模型进行应用，分析了初始含水率(或裂隙形态)和灌水强度对优先流和灌水质量的影响，选取初始体积含水率 θ_i(裂隙宽度 w_c)和灌水强度 R_0 进行旋转组合设计，设定 6 组灌水强度(0.10、0.08、0.06、0.04、0.03、0.02 cm/min)和 4 组初始体积含水率(0.20、0.25、0.30、0.35 $\mathrm{cm}^3/\mathrm{cm}^3$)处理，各组处理灌水额定均为 6.0 cm。由 WANG 等[24]研究可知，体积含水率在 0.20～0.35 $\mathrm{cm}^3/\mathrm{cm}^3$ 之间时，裂隙面积率 R_{cr} 与含水率 θ_i 呈负相关关系，此时裂隙网络骨架基本成型，含水率为 0.20、0.25、0.30、0.35 $\mathrm{cm}^3/\mathrm{cm}^3$ 时所对应裂隙面积率为 9.5%、7.5%、5.5% 和 4.5%。数值模拟初始条件与边界条件设定见表 2。

表 1　裂隙优先流试验各层土壤物理-水力参数

Tab. 1　Physical－hydraulic properties of soils in crack preferential flow experiments

土层深度/cm	机械组成(质量分数)/%			干容重/($\mathrm{g\cdot cm^{-3}}$)	初始含水率/%	饱和含水率/%	残余含水率/%	参数 α	参数 n	饱和导水率/($\mathrm{cm\cdot min^{-1}}$)
	黏粒	粉粒	砂粒							
0～25	28.4	38.7	32.9	1.216	10.82	48.8	8.8	1.06×10^{-2}	1.476	1.863×10^{-2}
25～50	29.3	37.3	33.4	1.235	15.56	50.6	9.7	1.50×10^{-2}	1.379	1.676×10^{-2}
50～70	27.5	39.8	32.7	1.320	22.04	48.1	9.5	1.45×10^{-2}	1.374	1.291×10^{-2}

注：初始含水率、饱和含水率和残余含水率均为体积含水率。

表 2 裂隙流数值模拟初始和边界条件旋转组合设计

Tab. 2 Rotation design of crack parameters (initial conditions) and boundary conditions for crack preferential flow

初始含水率/($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	初始裂隙率/%	裂隙宽度/cm	裂隙深度/cm	灌水强度/($cm \cdot min^{-1}$)
0.20	9.5	2.0	48	
0.25	7.5	1.6	40	0.10、0.08、0.06、
0.30	5.5	1.2	30	0.04、0.03、0.02
0.35	4.5	1.0	25	

1.2.6 模型评价指标

采用决定系数(Coefficient of determination, R^2)、均方根误差(Root mean square error, RMSE)和平均绝对误差(Mean absolute error, MAE)评价模型优度[25],其中 R^2 越大,RMSE 和 MAE 越小,模型优度越高。采用皮尔逊相关系数 r 判别实测值和模拟值之间的相关性。其中,$-1 \leqslant r \leqslant 1$,当 $r=1$ 或 $r=-1$ 时,实测值和模拟值之间呈极强性正相关或负相关,当 r 趋向于 0 时,实测值和模拟值之间极弱相关或无相关。

2 结果与分析

2.1 裂隙优先流试验分析

裂隙优先流模式受裂隙率、弯曲度和连通性等因素影响,灌溉过程中超出表层入渗的水分通过裂隙优先通道下渗,并同时水平吸渗至周围基质,形成以裂隙孔隙为中心、同时向周围扩散的渗流场[26]。染色示踪剂中碘离子 I^- 不易被土壤颗粒所吸附,因此在获取染色剂浓度-吸附程度非线性特征曲线后,可采用碘化钾淀粉示踪法对优先流进行示踪[27]。典型模式的裂隙优先流如图 3 所示。由图可知,裂隙影响下的染色模式呈现出显著的非均匀流和优先流特征,由于微裂隙在吸湿过程中快速愈合,因此优先流主要取决于贯穿裂隙[1],其非均匀流特征表现为沿土壤深度方向染色覆盖率逐渐减小,在裂隙影响下,染色模式可明显区分为基质流和裂隙流流态。剖面上层土壤染色模式均匀,10 cm 内的覆盖率几乎全部达到 95% 以上,呈现出基质流流态,与裂隙形态无直接关系;土壤深度 10 cm 以下的染色覆盖率随深度急剧下降,呈现出优先流流态,染色覆盖率随深度可分为 3 个阶段:基质流段(表层 10 cm)、染色率骤降段(10 ~ 15 cm)、裂隙流段(15 ~ 60 cm),如图 4 所示。

不同深度染色覆盖率直观描述了优先流在纵向剖面运移轨迹的常用方法[28],由图 4 可知,各组试验的染色覆盖率随入渗深度逐渐降低。由图 3、4 可知,表层边界条件在入渗过程中的动态

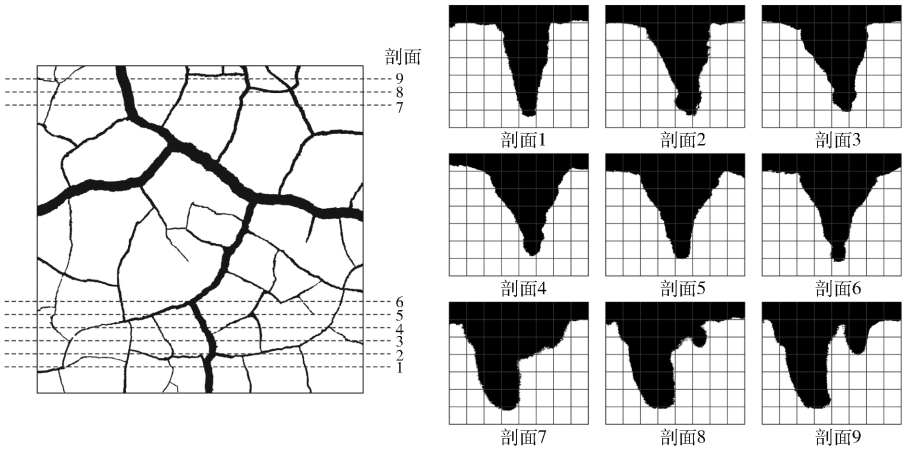


图 3 裂隙优先流典型二值图

Fig. 3 Typical binary images for crack preferential flow

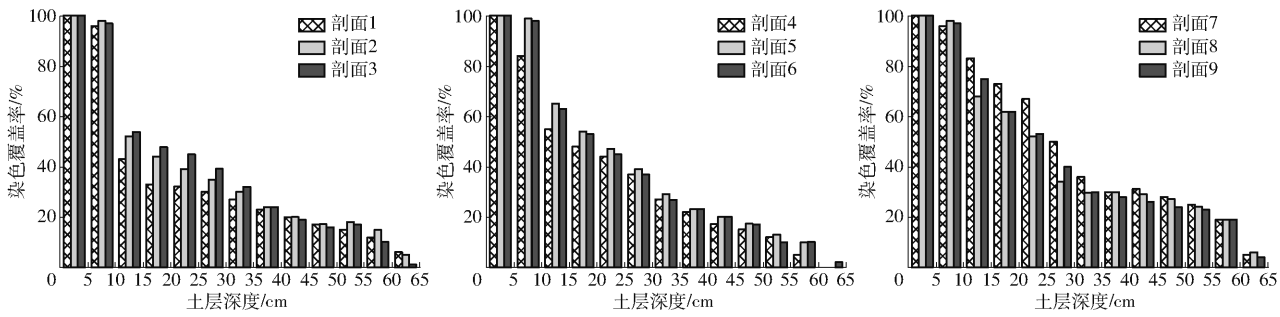


图 4 各剖面染色覆盖率随深度的变化规律

Fig. 4 Variations in dye coverage with soil depth for all profiles

变化促成了基质流和染色流模式：①灌溉初期，开裂土壤基质吸力较高，灌溉水全部转化为入渗，此时裂隙对入渗未产生干扰。②随表层含水率升高，其入渗能力逐渐降低，达到入渗临界点，灌溉强度超过入渗能力且多余的水分进入裂隙内，以层流方式沿裂隙边壁下移，并同时水平吸渗至基质内。优先流模式与裂隙网络形态密切相关，例如裂隙边壁面积、裂隙弯曲度等均可改变染色模式，本文所研究的裂隙为宽 1 ~2 cm、深 20 ~40 cm 的宽深裂隙。裂隙边壁自上而下逐渐浸润至饱和状态，同时伴随着基质域水平吸渗和吸湿膨胀过程。裂隙流模式呈现出表层基质流流态和倒三角型的优先流流态，如图 3 所示。提取各剖面对应表面裂隙率并与水分运移参数进行比对（表 3），对表面裂隙率和基质流深度进行相关性分析可知，皮尔逊相关系数 r 为 0.299，决定系数 R^2 为 0.041，因此，两变量呈现出弱相关性，基质流深度与表层裂隙率不存在相关性，其主要取决于土壤物理/水力特征、表层初始含水率和灌水模式等。

表 3　各剖层裂隙优先流参数

Tab. 3　Parameters of crack preferential flow for nine profiles

剖面序号	裂隙面积率/%	基质流深度/cm	优先流指数/($cm^2 \cdot cm^{-2}$)	灌水均匀度/%
1	10.1	9.71	0.607	27.4
2	7.3	9.60	0.613	33.7
3	8.2	9.25	0.632	37.6
4	8.9	8.92	0.699	36.0
5	8.6	10.01	0.613	44.3
6	9.6	9.75	0.613	43.1
7	7.9	10.65	0.666	51.8
8	8.3	9.53	0.669	41.5
9	11.4	10.55	0.637	46.1
均值	8.9	9.77	0.640	40.0

2.2　裂隙流数值模拟与实测值

数值模拟基于图 3 中剖面 1 裂隙参数进行设定，其单裂隙与剖面呈垂直贯穿分布，且纵剖示踪试验与灌水间隔较短，湿润锋扩散时间短，示踪剂碘化钾（KI）水动力弥散过程相对微弱，故作为典型剖面进行数值模拟。

基于剖面 1 表面裂隙宽度和深度参数作为边界形态，采用 Hydrus 2D 对剖面 1 裂隙流进行分阶段数值模拟。土壤表层模拟灌溉强度为 R_0 = 0.10 cm/min，持续时间 100 min，灌水定额 100 mm。表层 0 ~25 cm 土壤的饱和导水率 K_s 为 0.018 6 cm/min，小于 0.10 cm/min，因此上边界为变通量边界，符合式（7）的 Smith 模型。模型分界点即积水时间点 t_p，该参数关系到裂隙流发生点、持续时间和进入裂隙水通量等关键参数，具有显著意义，因此拟采用试验记录、物理推测和数值模拟 3 种方法对 t_p 进行测算。

试验监测：因土壤表面糙率大、裂隙形态随机性、收缩块区不规则等原因，导致径流时间点无法精确界定，基于试验观测，估算径流时间点 t_p 为 12.0 ~16.0 min。

物理模型推算：采用式（9）~（11）对积水时间点进行物理推算，将湿润锋处基质吸力均值 $\bar{s}$ 作为相对导水率 K_r 的函数。湿润锋处体积含水率为 0.173 ~0.488 cm^3/cm^3，根据持水曲线转换为 K_r，范围可近似为（0，1），继而积分求解可得 $\bar{s}$ = 21.28 cm，将其代入式（9）可得 t_p = 15.2 min。

数值模拟：采用 Hydrus 数值仿真表面入渗，监测表面含水率变化，当趋于饱和含水率时视为积水，数值模拟可得 t_p = 14.4 min，并采用 SPSS 25.0 非线性拟合计算 Smith 公式参数 A 和 a。据此可推算式（7）入渗参数 t_0、A 和 a 分别为 4.297 min、0.554 和 0.828，如图 5 所示，其中 Smith 公式非线性回归的决定系数 R^2 为 0.998，边界条件模拟结果呈极显著水平。

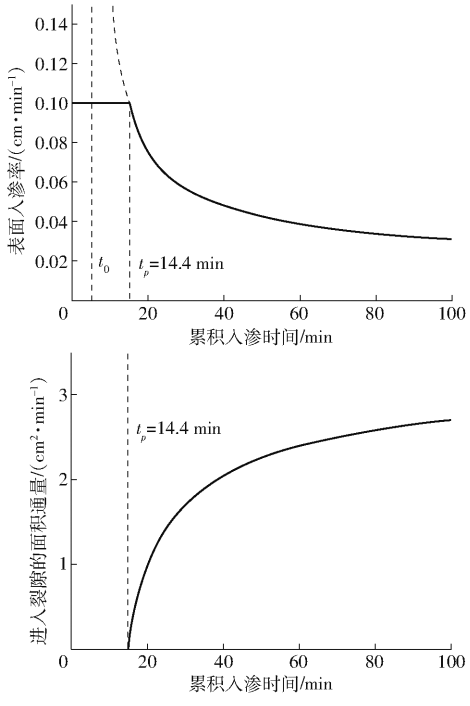


图 5　表面入渗及进入裂隙的入渗率过程曲线

Fig. 5　Infiltration rate process of surface infiltration and into-crack flux with cumulative infiltration time

通过试验、物理推算及数值模拟计算可知，t_p 为 15.0 min 左右，在后续计算中按 t_p = 14.4 min 进行数值模拟运算。基于图 5 可设定土壤上边界变通量条件，以及进入裂隙流量，据此根据水量平衡原理推算裂隙边壁层流和水平吸渗参数。

获取上边界变通量条件后,基于优先流双域渗透模型理论,分阶段对裂隙流过程进行模拟。针对式(23),在优先流发生后选取 Δt 为10.0 min,裂隙流模拟过程及其相应含水率分布如图 6 所示。由图可知,灌水初期湿润锋呈基质流流态($0 \leqslant t \leqslant 14.4$ min);当表层入渗能力逐渐减小至 R_0时,到达积水时刻并初步发生优先流,其中基质流和优先流可明显区分,且裂隙对基质流几乎无影响(14.4 min $< t \leqslant 85.0$ min);最终裂隙边壁土壤饱和,优先流发育受到裂隙深度制约,在裂隙充满水后优先流发育缓慢($t > 85.0$ min),此时裂隙内形成压力水头。裂隙流仿真模拟过程可分为 3 个阶段:①供水控制阶段。②表层入渗能力-裂隙边壁层流控制阶段。③表层/裂隙边壁入渗能力控制阶段。模型模拟结果与 DICARLO[29] 基于光传输的优先流路径图像相一致,即优先流/指流前端(Tip of the fingers)含水率趋于饱和(图 6h、6i),而土壤上层优先流路径处含水率不高,可将该现象定义为优先流指端超饱和度现象[29](Saturation overshoot at fingers of preferential flow),该现象与基质流含水率分布趋势,即含水率沿深度由饱和逐渐减小的现象相反。

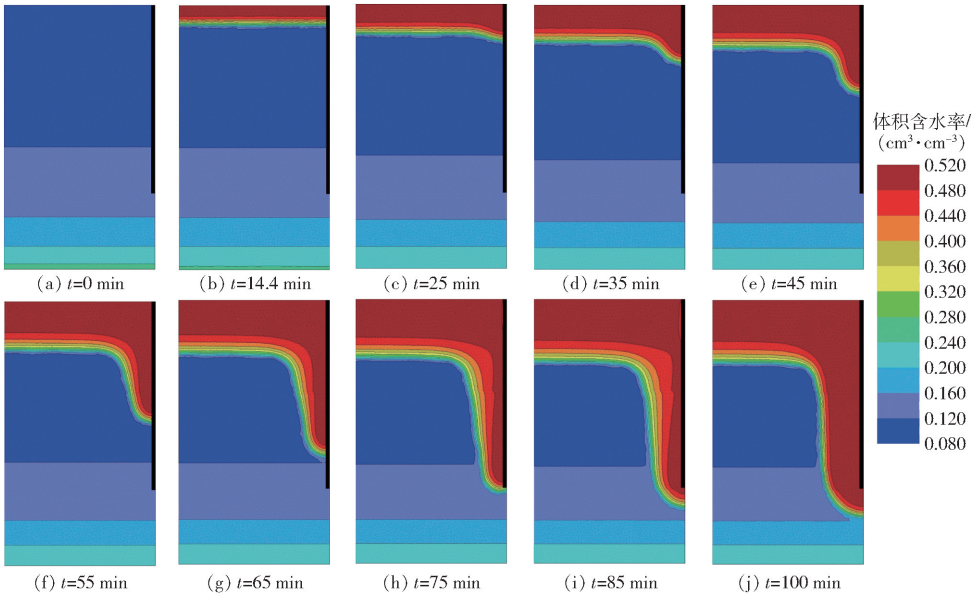


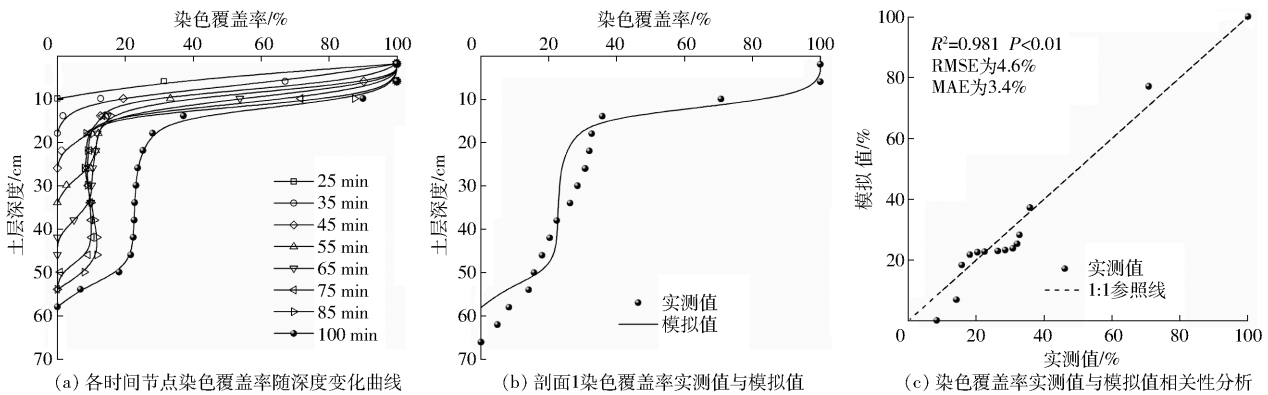
图 6 裂隙流发育过程数值模拟体积含水率分布图

Fig. 6 Volumetric water content contours of numerical simulation for crack preferential flow

优先流实测和模拟染色覆盖率如图 7 所示。结果表明,模拟流动模式数据与实测值较为一致,实测染色覆盖率与模拟值极显著相关($P < 0.01$),决定系数 R^2为 0.981,说明本文提出的裂隙流双域渗透模型能较好地预测基质流深度和裂隙流流态。由于裂隙深度测量技术限制,以及裂隙剖面形态假设偏差,导致裂隙内入渗深度方向上存在一定差异。

2.3 优先流模型应用分析

裂隙骨架先于裂隙面积率提前到达稳定[24,30],因此假定各含水率下裂隙骨架形态相同,不同的是裂隙面积率或裂隙宽度。基于该模型数值模拟仿真了 4 组初始含水率(裂隙形态)和 6 组灌水强度下的优先流模式,如图 8 所示。横向对比相同含水率和不同灌水强度下的裂隙流可知,灌水强度增加,裂



(a) 各时间节点染色覆盖率随深度变化曲线 (b) 剖面1染色覆盖率实测值与模拟值 (c) 染色覆盖率实测值与模拟值相关性分析

图 7 裂隙优先流染色覆盖率实测值(剖面 1)和模拟值

Fig. 7 Measured and simulated data of dye coverage of preferential flow for Profile 1

隙流愈加明显，当灌水强度 R_0 = 0.02 cm/min 接近饱和导水率 K_s = 0.018 63 cm/min 时，湿润体几乎呈现基质流状态。纵向对比相同灌水强度和不同初始含水率下的裂隙流模式可知，优先流程度随着初始含水率的增加而降低，且基质流深度随之增加，归因于初始含水率升高使土壤导水能力呈数量级增加，而基质吸力相比于导水率增幅偏小，因此基质内部水分传导能力增强；其次，裂隙深度一定程度上决定了优先流最大入渗深度，当裂隙内逐渐充满水时，优先流路径达到深度下限，水流经由裂隙底部缓慢下渗，因此初始含水率通过改变初始裂隙形态（宽度、深度和裂隙网络骨架等）和基质导水特性，而对优先流产生显著影响。此外，高初始含水率下的优先流水平吸渗程度显著增加，其原因为随着初始含水率增加，积水时刻或裂隙流发生点提前，裂隙内充水并产生压力势，加速裂隙内水分扩散。

图 9 分析了不同初始含水率（裂隙形态）和灌水强度数值模拟下的灌水质量指标，包括裂隙优先流指数、灌水均匀度、基质流深度和最大入渗深度 4 个参数。结果表明，优先流指数极值产生于灌水强度 R_0 = 0.10 cm/min 和初始含水率 θ_i = 0.25 cm^3/cm^3 时，当灌水强度增加时，优先流指数随之增加，灌水均匀度降低。θ_i 为 0.20、0.25 cm^3/cm^3 两种情况下，初始含水率升高导致积水时刻提前，表面过剩水转化为优先流，然而此时裂隙宽度和深度较大，灌水结束后优先流并未充满裂隙，因此当 θ_i = 0.25 cm^3/cm^3 时优先流指数偏高。由图 9 可知，随着初始体积含水率升高和灌水强度降低，基

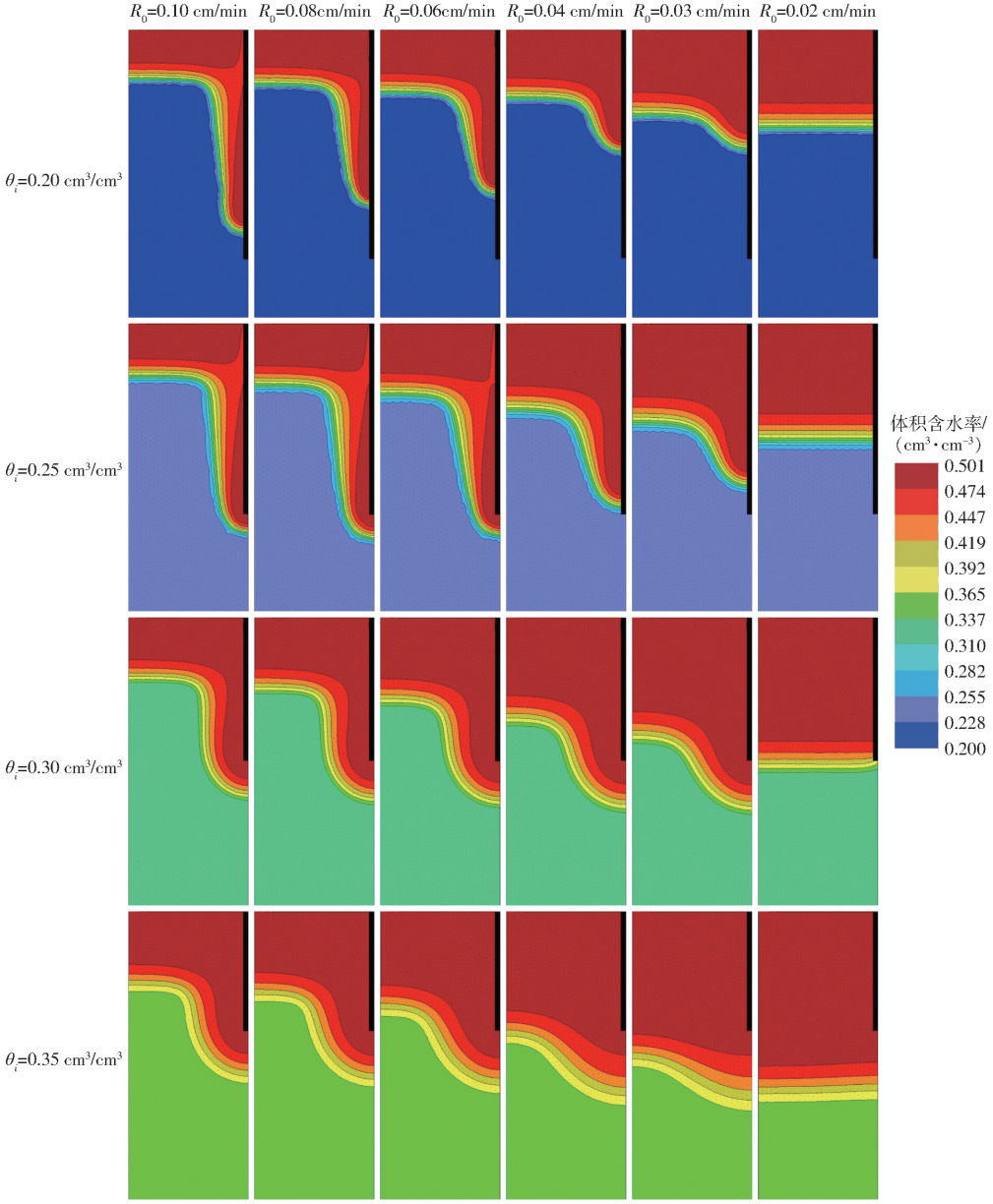


图 8　等灌水定额下初始含水率 θ_i–灌水强度 R_0 旋转组合设计裂隙流数值模拟结果

Fig. 8　Numerical simulations of crack preferential flow by initial water content θ_i – irrigation intensity R_0 rotation-combination design under the same irrigation quota

质流深度显著增大,优先流大幅减弱。基于裂隙流仿真结果可知,初始体积含水率、灌水强度和裂隙形态共同影响了裂隙优先流程度,且很大程度上决定于灌水强度和裂隙深度。

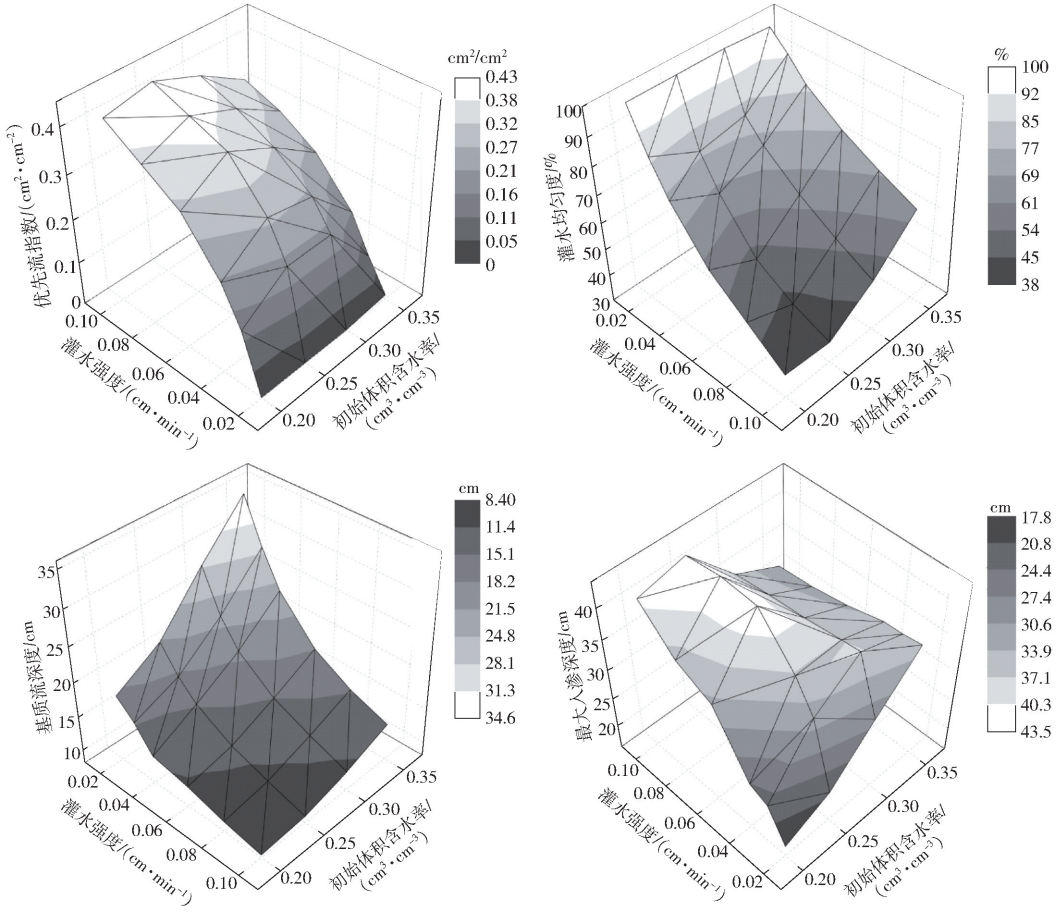


图 9 初始含水率–灌水强度旋转设计模拟优先流参数

Fig. 9 Indexes of preferential flow from simulations by initial water content – irrigation intensity rotation-combination design

3 讨论

3.1 大孔隙/裂隙优先流模型

优先流在重力势驱动下使灌溉水沿优先通道快速下渗,通常优先流速相比于基质流速高几个数量级[17]。针对大孔隙或裂隙,可将土壤区域分割为基质域和裂隙域,采用流态型式不同的 Darcy – Richards 基质流模式,以及快速迁移的优先流模式分别进行物理模拟,同时考虑两域间水分交换,即为双域渗透模型[16]。然而,由于农田大孔隙或裂隙复杂,难以精量化大孔隙率、基质–裂隙界面特征、孔隙弯曲度和连通性等,且流态在基质域和大孔隙间转变复杂,因此加剧了优先流模拟的难度[6]。在优先流双域渗透理论中,基质域通常采用 Darcy – Richards 理论模拟是没有争议的,然而针对大孔隙域,BEVEN 等[6]针对 Richards 方程在大孔隙流中的适用性提出质疑:“多数物理模型将优先流假定为双连续介质、双孔隙或双渗透媒介,这些概念或介质构想通常采用 Richards 方法进行求解(不存在严格物理基础),事实是 Richards 方程推导过程本身并不足以描述水分在异质性土壤基质中的迁移特征。”此后,GERMANN 提出了基于重力–粘滞力相平衡的优先流 Stokes 层流运移模式,且试验得出优先流湿润锋推移速率和灌水强度关系。该方法假定裂隙边壁的水流动量(或重力势)可因固体(土颗粒)和液体间的粘滞力而逐渐消散,然而边壁层流厚度、水流通量、边壁角、边壁糙率等难以物理模拟,只能通过试验测定。其中,裂隙边壁层流厚度主要取决于进入裂隙的水流通量,通常可根据平板型式的哈根–泊肃叶方程,将水流通量与层流厚度间建立相关关系[31]。

本文模型基于上述物理建模思路,对裂隙边壁层流运移过程中粘滞力–重力平衡过程进行简化,可有效减少层流厚度等参数。该模型基本思路是水量平衡原理,即灌水强度可转换为土壤表面入渗率、裂隙边壁层流通量和裂隙边壁水平吸渗率 3 部分,其中表面入渗率和水平吸渗率均可采用数值方法精确计算,亦可采用 Smith 入渗方程(表面入渗)和 Green – Ampt 物理模型估算。模型中基质流入渗模拟较为精确,边壁层流或优先流的模拟主要取决于时间步

长的选择,由于该模型是分段模拟和反复迭代过程,因此,时间步长设定过小则会增加模拟工作量。借助于 Hydrus 2D 的裂隙流仿真模拟结果表明,本文提出的双域渗透模型模拟结果与试验值吻合较好(R^2 >0.98),基质流数据模拟效果较好,裂隙流模拟在深度和水平吸渗范围上存在微弱偏差,归因于裂隙深度设定的误差,以及裂隙内积水状态的差异,即由于试验中裂隙网络存在高连通性,因此裂隙内水流在重力驱使下在三维区域内运移,导致模型中 85 ~ 100 min 内的模拟条件与试验存在一定差异。综上,本文针对尺寸大且具有对称特征的干缩裂隙结构,基于水量平衡原理精准模拟了优先流过程,丰富和完善了双域渗透模型理论。

3.2　初始体积含水率及灌水强度对优先流的影响

土壤水分状态对入渗深度及优先流指数具有显著影响。基于本文模型对裂隙流进行应用分析,模拟仿真了不同初始含水率及灌水强度下的优先流模式。土壤初始体积含水率通过改变大孔隙/裂隙形态、非饱和导水特征和优先流发生点,从而影响优先流机理[32]。非稳定流、指流或优先流在干燥土壤中更加显著,而湿润处理中优先路径并未完全发育为指流特征[32]。在原位或野外试验中,发现了未被染色的干缩裂隙,其表明了仅存在与指流水动力连通的优先路径参与优先流传导过程,证实了大孔隙连通性在优先流中的重要性。同样地,GRANT 等[33]通过田间原位染色示踪试验得出,在初始含水率较低的粘性土中,优先流经由大孔隙结构下渗深度更为显著,相比于粉砂壤土具有较低的大孔隙域/基质域水分交换作用。试验同时发现,干燥粘性土壤中优先流入渗深度最大,初始水分条件通过影响干缩裂隙深度和连通性,从而导致次生的优先流现象[33]。SALVE 等[34]研究发现,在湿润季节的初期水分迅速下渗至深层基岩,此时非饱和带处于最干燥状态。NIMMO[3]将初始体积含水率机理归结为以下原因:①土壤干燥时存在强疏水性,从而抑制大孔隙与基质间水分交换作用,导致大孔隙流比例增加。②干燥土壤诱发裂隙,造成次生优先流效应,虽然湿润过程中裂隙逐渐愈合,然而愈合过程相比于优先流发育速率较为缓慢。本文模拟结果与上述研究相一致,有效预测了初始水分状况对优先流影响机制;然而,本研究未考虑土壤亲/疏水性和物理/水力特征在干燥程度间的变化,后续可进一步试验验证。

有试验表明,优先流随着次降雨量或灌水强度的增加而增强,例如,UCHIDA 等[35]根据多点原位试验比对发现,超过某阈值降雨定额后,优先流效应逐渐明显,且土壤初始干燥程度越高则所需阈值越大;增加雨强则可有效激活优先流路径,在大孔隙土壤中灌水强度增加则优先流效应越显著[3,36],上述试验结论与本文仿真结果相一致。当灌水强度低至饱和导水率时,灌溉水全部转化为入渗;而随着灌水强度逐渐增加,径流时刻或优先流发生点提前,表层入渗由 Neumann 边界(第 2 类)转化为 Dirichlet 边界条件(第 1 类)。高灌水强度下的优先流效应更为显著,当灌水定额相同时,灌水时间缩短,因此高灌水强度下基质流稳渗时间相比于低强度处理缩短,基质流深度减小,而优先流程度增加。本文从初始含水率(或裂隙形态)及边界条件(灌水强度)上有效模拟了优先流效应;然而,尚存在若干未知理论问题,例如土壤斥水性、湿润锋不稳定性、裂隙愈合过程、开裂程度及裂隙网络形态等交互因素对优先流的影响机理,仍需试验揭示或物理模拟。

4　结论

(1)采用染色示踪试验揭示了 9 个剖面下的裂隙优先流模式。结果表明,裂隙造成显著优先流效应,裂隙流染色模式可明显区分为基质流态(土层深度 0 ~ 10 cm)和优先流态(土层深度大于 10 cm),染色覆盖率在土层深度大于 10 cm 后急剧线性下降,基质流深度与表面裂隙形态无显著相关性,不受表层裂隙形态影响。

(2)基于表层入渗率、边壁层流通量、裂隙边壁水平吸渗 3 者与灌水强度相平衡原理,构建了基于水量平衡理论的优先流双域渗透物理模型,并根据模型理念采用数值模拟方法进行了验证。结果表明,该模型可有效模拟优先流湿润锋推移,模拟流态与实测流态相一致。该模型有效模拟了表层土壤变边界条件特征、基质流深度指标和染色覆盖率,实测和模拟染色覆盖率极显著相关(P < 0.01, R^2 为 0.981)。裂隙流过程可分为供水控制阶段、表层入渗能力–裂隙边壁层流控制阶段和表层/裂隙边壁入渗能力控制 3 个阶段。

(3)采用初始含水率和灌水强度旋转组合设计,基于本文模型进行了应用分析。结果表明,随灌水强度增强,优先流指数增加而灌水均匀度降低,积水时刻或径流时刻提前;随着初始含水率升高,基质流深度增加,优先流强度减弱。

参 考 文 献

[1] 张展羽, 陈于, 孔莉莉, 等. 土壤干缩裂缝几何特征对入渗的影响[J/OL]. 农业机械学报, 2015, 46(10): 192 - 197.
ZHANG Zhanyu, CHEN Yu, KONG Lili, et al. Impacts of desiccation crack geometric characteristics on infiltration in soil[J/OL]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(10): 192 - 197. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view_abstract.aspx? file_no = 20151025&flag = 1. DOI:10.6041/j.issn.1000-1298.2015.10.025. (in Chinese)

[2] GERMANN P. Preferential flow at the darcy scale: parameters from water content time series[J]. Soil Science Society of America Journal, 2020, 84(5): 1485 - 1494.

[3] NIMMO J R. The processes of preferential flow in the unsaturated zone[J]. Soil Science Society of America Journal, 2021, 85(1): 1 - 27.

[4] FUHRMANN I, MAARASTAWI S, NEUMANN J, et al. Preferential flow pathways in paddy rice soils as hot spots for nutrient cycling[J]. Geoderma, 2019, 337(6): 594 - 606.

[5] 陈晓冰, 张洪江, 程金花, 等. 基于染色图像变异性分析的优先流程度定量评价[J/OL]. 农业机械学报, 2015, 46(5): 93 - 100.
CHEN Xiaobing, ZHANG Hongjiang, CHENG Jinhua, et al. Quantitative evaluation of preferential flow development degree based on dyed image variability analysis[J/OL]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(5): 93 - 100. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view_abstract.aspx? file_no = 20150514&flag = 1. DOI:10.6041/j.issn.1000-1298.2015.05.014. (in Chinese)

[6] BEVEN K, GERMANN P. Macropores and water flow in soils revisited[J]. Water Resources Research, 2013, 49(6): 3071 - 3092.

[7] DADFAR H, ALLAIRE S E, JONG R D, et al. Development of a method for estimating the likelihood of crack flow in Canadian agricultural soils at the landscape scale[J]. Canadian Journal of Soil Science, 2010, 90(1): 129 - 149.

[8] 张展羽, 范世敏, 王策, 等. 干缩开裂黄褐土非饱和水平吸渗特征研究[J/OL]. 农业机械学报, 2017, 48(7): 214 - 221.
ZHANG Zhanyu, FAN Shimin, WANG Ce, et al. Characteristics of unsaturated horizontal infiltration in desiccation cracks yellow cinnamon soil[J/OL]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2017, 48(7): 214 - 221. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view_abstract.aspx? file_no = 20170727&flag = 1. DOI:10.6041/j.issn.1000-1298.2017.07.027. (in Chinese)

[9] 盛丰, 张利勇, 吴丹. 土壤优先流模型理论与观测技术的研究进展[J]. 农业工程学报, 2016, 32(6): 1 - 10.
SHENG Feng, ZHANG Liyong, WU Dan. Review on research theories and observation techniques for preferential flow in unsaturated soil[J]. Transactions of the CSAE, 2016, 32(6): 1 - 10. (in Chinese)

[10] FILIPOVIĆ V, DEFTERDAROVIĆ J, ŠIMŮNEK J, et al. Estimation of vineyard soil structure and preferential flow using dye tracer, X-ray tomography, and numerical simulations[J]. Geoderma, 2020, 380: 114699.

[11] GERKE H H. Preferential flow descriptions for structured soils[J]. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 2006, 169(3): 382 - 400.

[12] VOGEL T, BREZINA J, DOHNAL M, et al. Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow[J]. Vadose Zone Journal, 2010, 9(2): 260 - 267.

[13] AGUILAR-LOPEZ J P, BOGAARD T, GERKE H H. Dual-permeability model improvements for representation of preferential flow in fractured clays[J]. Water Resources Research, 2020, 56(8): e2020WR027304.

[14] 盛丰, 王康, 张仁铎, 等. 土壤非均匀水流运动与溶质运移的两区-两阶段模型[J]. 水利学报, 2015, 46(4): 433 - 442, 451.
SHENG Feng, WANG Kang, ZHANG Renduo, et al. Modeling the heterogeneous soil water flow and solute transport by two-region - two-stage model[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2015, 46(4): 433 - 442, 451. (in Chinese)

[15] KÖHNE J M, KÖHNE S, ŠIMŮNEK J. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2009, 104(1): 4 - 35.

[16] GERKE H H, VAN GENUCHTEN M T. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media[J]. Water Resources Research, 1993, 29(2): 305 - 319.

[17] COPPOLA A, COMEGNA A, DRAGONETTI G, et al. Simulated preferential water flow and solute transport in shrinking soils[J]. Vadose Zone Journal, 2015, 14(9): vzj2015.2002.0021.

[18] GRECO R. Preferential flow in macroporous swelling soil with internal catchment: model development and applications[J]. Journal of Hydrology, 2002, 269(3): 150 - 168.

[19] LEPORE B J, MORGAN C L S, NORMAN J M, et al. A mesopore and matrix infiltration model based on soil structure[J]. Geoderma, 2009, 152(3): 301 - 313.

[20] DUSEK J, GERKE H H, VOGEL T. Surface boundary conditions in two-dimensional dual-permeability modeling of tile drain bromide leaching[J]. Vadose Zone Journal, 2008, 7(4): 1287 - 1301.

[21] 朱磊, 陈玖泓, 刘德东. 耦合基质区与裂隙网络的土壤优先流模型及验证[J]. 农业工程学报, 2016, 32(14): 15 - 21.
ZHU Lei, CHEN Jiuhong, LIU Dedong. Preferential flow model coupling soil matrix with fracture network and its validation[J]. Transactions of the CSAE, 2016, 32(14): 15 - 21. (in Chinese)

[22] 王康, 张仁铎, 缴锡云. 多孔介质中非均匀流动特性的染色示踪试验研究[J]. 水科学进展, 2007(5): 662 - 667.
WANG Kang, ZHANG Renduo, JIAO Xiyun. Characterizing heterogeneity of water flow and solute transport in the porous media using dye tracer[J]. Advances in Water Science, 2007(5): 662 - 667. (in Chinese)

[23] BOGNER C, BAUER F, TRANCóN Y B, et al. Quantifying the morphology of flow patterns in landslide-affected and unaffected soils[J]. Journal of Hydrology, 2014, 511: 460 - 473.

[24] WANG C, FENG G, ZHANG Z, et al. Geometrical and statistical analysis of dynamic crack morphology in shrink-swell soils with addition of maize roots or salinity (NaCl)[J]. Soil and Tillage Research, 2021, 212: 105057.

(下转第 348 页)