

DOI: 10.11779/CJGE20220856

表征雨水在土体裂隙内优势入渗过程的解析模型

张 昭¹, 祝良玉¹, 李光耀¹, 袁昊钰¹, 高帅东¹, 韩华强², 刘奉银¹, 齐吉琳³

(1. 西安理工大学岩土工程研究所, 陕西 西安 710048; 2. 南京水利科学研究院, 江苏 南京 210024; 3. 北京建筑大学土木与交通工程学院, 北京 100044)

摘 要: 解释雨水入渗裂隙土体时出现优势流现象的关键, 在于定量描述雨水优势入渗土体裂隙的过程。为此, 先基于 Green-Ampt 入渗模型构建表征雨水在团粒-裂隙双区域运动特征的解析模型。其次, 引入无量纲参数对解析模型进行概化, 使之可预测在降雨强度不变时的优势入渗量与湿润锋深度, 描述雨水入渗分区随时间的变化过程。模型的计算结果表明: 雨水入渗分区在团粒表面出现积水与裂隙被水充满时会发生变化; 优势入渗量所占比例随降雨强度和裂隙体积均呈单调递增趋势; 裂隙内的湿润锋深度随其体积呈单调递减趋势。最后, 对比分析解析模型与基于 Richards 方程的 HYDRUS-1D 数值模拟对雨水优势入渗 3 种含裂隙土的计算结果可知: 解析模型与 HYDRUS-1D 的优势入渗量计算曲线趋势较为吻合, 为定量描述雨水在土体裂隙内的优势入渗特征提供了一条新途径。

关键词: 团粒; 裂隙; 优势入渗; 双区域模型

中图分类号: TU431

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2023)09-1831-10

作者简介: 张 昭(1983—), 男, 陕西西安人, 博士后, 教授, 主要从事非饱和土水力特性的研究工作。E-mail: zhangzhao_1983@126.com。

Analytical model for preferential infiltration into cracks in soils

ZHANG Zhao¹, ZHU Liangyu¹, LI Guangyao¹, YUAN Haoyu¹, GAO Shuaidong¹, HAN Huaqiang²,
LIU Fengyin¹, QI Jilin³

(1. Institute of Geotechnical Engineering, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China; 2. Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210024, China; 3. College of Civil and Transportation Engineering, Beijing University of Civil Engineering and Architecture, Beijing 100044, China)

Abstract: Cracks induce preferential flows in many soils, creating the need for analytical solutions to describe the preferential infiltration processes. In response, the Green-Ampt infiltration model is first applied within the aggregate-crack dual-domain model to distinguish water movement through aggregate versus through crack. In addition, using a set of non-dimensional parameters to generalize the analytical model, the developed model can estimate the infiltration and depth of wetting due to the preferential flows during the constant-intensity rain. The results show that the infiltration partitioning varies with time, with flow regimes changing at the time of ponding of the aggregate and again at the time when the crack abounds with water. The fraction of preferential infiltration increases monotonically as a function of the rainfall intensity and the relative volume of the crack domain. Conversely, the wetting depth in the crack domain decreases monotonically as a function of the relative volume of the crack. Finally, the proposed analytical model is compared with HYDRUS-1D numerical simulations based on the Richards equation for three soils with cracks. The analytical model closely approximates the numerical results, so as to provide a novel insight into the preferential infiltration dynamics during rainfall events for the cracks in soils.

Key words: aggregate; crack; preferential infiltration; dual-domain model

0 引 言

优势流会显著影响土体内水流与溶质迁移特征^[1], 究其原因在于土体的裂隙一般会为优势流提供必要通道。这些裂隙可能源于干旱气候作用下的土体干缩^[2]、土层植物根系扩展^[3]等大气-土体-植物相互作用过程。要分析雨水在裂隙土体内优势入渗特征, 一般可将土体分成裂隙和团粒两个区域(图1), 从而建立双

区域模型^[4]。现有模型要么仅考虑了雨水在裂隙内流动^[4], 要么认为雨水在裂隙土体内的优势入渗所占比例不随土体初始条件和时空变化^[5]。然而, 对含裂隙

基金项目: 国家自然科学基金项目(42372336, 41877278); 国家留学基金项目(201908610043); 陕西省教育厅重点实验室科研计划项目(18JS071); 陕西省科技创新团队项目(2022TD-01)
收稿日期: 2022-07-11

土体内优势流所占比例的试验研究表明:优势流对雨水在含裂隙土体内入渗量的贡献主要受降雨强度、降雨持续时间^[6]、降雨前的土体初始湿度状态^[7]、裂隙与土体表面及相邻裂隙的连通程度^[8]等因素影响。

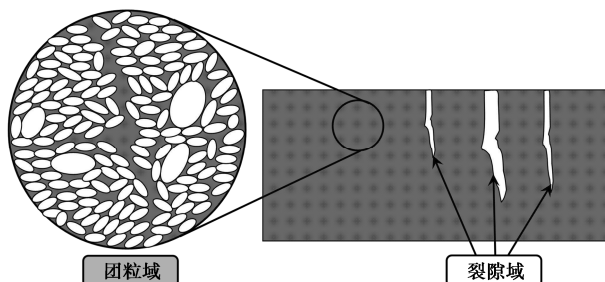


图1 土体内团粒-裂隙双区域的特征示意

Fig. 1 Schematic diagram of characteristics of aggregate and crack domains in soils

由此可见,基于双区域模型推求优势流的解析时,如何考虑降雨前土体的初始条件、团粒性质、降雨强度及其持续时间的影响需要深入探讨。值得注意:在模拟雨水入渗土体过程各类模型中,Green-Ampt入渗模型具有明确的物理意义,便于建立其特征参数与土物理性质之间的关系,虽已广泛用于模拟均质土体内水流的运动特征^[9],却鲜见于模拟含裂隙土体内水流的运动特征^[10]。为此,将Green-Ampt模型用于具有团粒-裂隙双区域特征的土体(图1)中。通过区分雨水在团粒与裂隙内的流动特征,使推得的解析表达式参数较少、求取简便,能描述裂隙内的优势入渗量所占比例及其相对于团粒的湿润锋深度。

1 解析模型的推导

1.1 雨水入渗裂隙域与团粒域的时段分区

为模拟雨水在团粒-裂隙双区域土体内的流动特征,构建考虑开敞裂隙(裂隙直接贯通至土体表面,如图1和图2(a)所示)的解析模型(对封闭裂隙的解析模型构建将另文论述)。依据文献[11],当在土体表面选取横、纵两个剖面对裂隙长度密度(即土体表面单位面积内的裂隙长度)的估算误差在-22%~10%变化时,则可将土体中多条裂隙按照等效面积和体积简化为单个形状规则的裂隙域(图2(b))。关于土体裂隙的剖面形状,文献[11, 12]中给出了长方形、三角形和抛物线形3种类型,而且当裂隙深度远大于其宽度时,这3种形状裂隙剖面的边界长度(即剖面内土-大气交界面的长度)趋于重合,可见,当裂隙较窄且较深时,裂隙剖面形状对雨水入渗计算参数的影响很小^[12]。为计算简便起见,本文选取长方形裂隙剖面为分析对象,如图2(c)所示。在该解析模型中,降

雨强度 I 为常数,仅考虑水流在土体内的竖向入渗,不考虑水流在团粒域与裂隙域之间因水平向运动而产生的交换。假定裂隙域的饱和渗透系数($k_{s(c)}$)远高于团粒域的饱和渗透系数($k_{s(a)}$)(下标(c)和(a)分别表示裂隙域和团粒域,下文的下标定义相同),故团粒域先出现积水,而裂隙域后出现积水。这里将团粒表面出现积水的时间点定义为团粒域积水点($t_{p(a)}$),将裂隙被水充满的时间点定义为裂隙域积水点($t_{p(c)}$),显然 $t_{p(a)} < t_{p(c)}$ 。由此可将雨水入渗含裂隙土体的过程分为3个时段,如图2(c)所示。

(1) 团粒表面出现积水前的时段($t < t_{p(a)}$): 团粒域和裂隙域的入渗能力高于降雨强度,因此这两个区域内无积水,相应的入渗率与按照其表面积分配的降雨强度相同。

(2) 团粒表面出现积水后且裂隙域未被水充满的时段($t_{p(a)} \leq t < t_{p(c)}$): 当团粒表面出现积水后,该区域的入渗率小于该区域按其表面积所分配的降雨强度。如图2(c)所示,团粒表面的积水会沿着裂隙边缘快速地流入裂隙区域的底部,从而使裂隙底面的积水深度增大。该假定与张家铭等^[13]、罗易等^[14]开展降雨条件下含裂隙土坡足尺模型试验所观测到的积水现象一致。团粒域在该时段的入渗率可采用Selker等^[15]提出的解析表达式计算,对其积分可计算雨水在团粒域内的累计入渗量。雨水在团粒域内的入渗率与降雨强度之差由入渗率更大的裂隙补充。裂隙底面在该时段的入渗率可采用Green-Ampt入渗模型计算。当裂隙底面的入渗率与流入裂隙的雨水流速相同时,裂隙域内不会出现积水,反之则会出现积水。

(3) 裂隙域被水充满后的时段($t \geq t_{p(c)}$): 此时裂隙域处于饱和状态,土体的总入渗率小于降雨强度。裂隙域内的最大入渗率受限于其饱和渗透系数,团粒域的入渗率仍可采用文献[15]所述解析表达式计算。

依据本节提出的模拟雨水在含裂隙土体中入渗过程的时段分区方法,可确定雨水在团粒和裂隙两个区域内的入渗率,进而在不考虑两个区域间水流交换的假定下,根据这两个区域内的雨水入渗量来确定湿润锋的位置。

1.2 表征裂隙优势入渗过程的解析模型推导

依据文献[5],雨水在团粒和裂隙这两个区域内的总入渗率 v 可表示为

$$v = (Q_{(a)} + Q_{(c)}) / (A_{(a)} + A_{(c)}) = \xi v_{(c)} + (1 - \xi) v_{(a)} \quad (1)$$

式中: Q 为体积流速(cm^3/min), A 为横截面积(cm^2), v 为入渗率(cm/min); ξ 为裂隙体积分数, $\xi = V_{(c)} / V$,即裂隙体积(cm^3)与土体总体积(cm^3)之比。

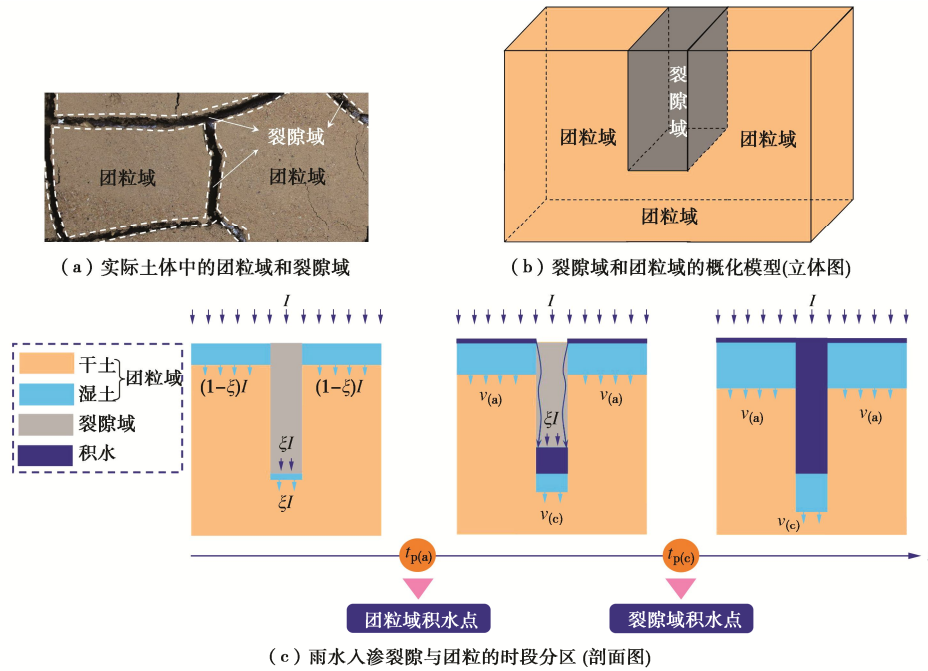


图2 雨水在含裂隙土体中的入渗过程示意图

Fig. 2 Schematic diagram of rainfall infiltration into soils with cracks

由图3可知, Green 和 Ampt 开展了均质土层的薄层积水入渗试验, 发现随着入渗时间的推移, 整个土层的体积含水量分布呈阶梯状^[9] (图3中, $t_1 \sim t_3$ 为入渗过程的不同时刻; z 为地表以下深度 (cm); z_f 为某一时刻概化的湿润锋深度 (cm); h_0 为土层表面的积水深度 (cm); θ_s 为土层湿润区的饱和体积含水量; θ_i 为土层初始含水率; ψ_f 为湿润锋处的平均基质吸力 (kPa))。关于雨水在裂隙内的运动状态, 依据文献[16]可知, 裂隙底面的积水现象多出现于较窄裂隙内, 雨水在这类裂隙内的雷诺数一般低于 10, 故可假定这类裂隙内的雨水呈层流运动, 认为裂隙和团粒这两个区域内入渗水流运动均服从 Darcy 定律。因此, 可将 Darcy 定律表达式 ($v = k_s(dh/dz)$) 代入式(1)得到

$$k_s(dh/dz) = \xi k_{s(c)}(dh_{(c)}/dz) + (1-\xi)k_{s(a)}(dh_{(a)}/dz) \quad (2)$$

式中: k_s 为饱和渗透系数 (cm/min); dh/dz 为土体的竖向平均水力坡降。此外, 由文献[9]所述 Green-Ampt 入渗模型可知, 当土层表面无积水时 ($h_0 = 0$), 其竖向平均水力坡降可表示为

$$dh/dz = 1 + \psi_f / (\gamma_w z_f) = 1 + \psi_f (\Delta\theta) / (\gamma_w D) \quad (3)$$

式中: $\Delta\theta$ 为土层的体积含水量增量, $\Delta\theta = \theta_s - \theta_i$; D 为雨水在土层内的累计入渗量 (cm), $D = z_f(\Delta\theta)$; γ_w 为水的重度 (kN/m³)。

为概化解析模型, 依据文献[17]所述方法可将时间 t 进行无量纲化:

$$T = \gamma_w k_{s(a)} t / [\psi_{f(a)}(\Delta\theta_{(a)})] \quad (4)$$

式中: T 为无量纲时间; $\psi_{f(a)}$ 为团粒域内湿润锋处的平均基质吸力 (kPa); $\Delta\theta_{(a)}$ 为团粒域的体积含水量增量, 即团粒域的饱和体积含水量 $\theta_{s(a)}$ 与其初始体积含水量 $\theta_{i(a)}$ 之差。

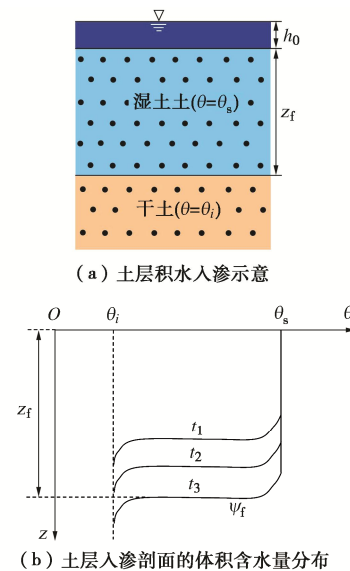


图3 Green-Ampt 入渗模型示意

Fig. 3 Schematic diagram of Green-Ampt infiltration model

由式(4)可知, 团粒域的无量纲积水点为 $T_{p(a)} = \gamma_w k_{s(a)} t_{p(a)} / [\psi_{f(a)}(\Delta\theta_{(a)})]$, 而裂隙域的无量纲积水点为 $T_{p(c)} = \gamma_w k_{s(c)} t_{p(c)} / [\psi_{f(c)}(\Delta\theta_{(c)})]$ 。需注意: 由于团粒域的水力特性参数较裂隙域变化范围更小, 且本文重点关注雨水在裂隙域内的优势入渗占比, 故采用团粒域水

力特性参数对两个区域的积水点进行无量纲化。

由图2(c)可知,在团粒域出现积水前,团粒域与裂隙域的入渗率之比与这两个区域的截面积或体积之比相同(假定降雨过程中不考虑土层的竖向变形):

$$v_{(a)} = \frac{A_{(a)}I}{A_{(a)} + A_{(c)}} = \frac{(V - V_{(c)})I}{V} = (1 - \xi)I \quad (t < t_{p(a)}), \quad (5)$$

$$v_{(c)} = \frac{A_{(c)}I}{A_{(a)} + A_{(c)}} = \frac{V_{(c)}I}{V} = \xi I \quad (t < t_{p(a)}) \quad (6)$$

如1.1节所述,当团粒域出现积水时,可采用文献[15]所述Green-Ampt入渗模型关于时间 t 的显式近似解计算此时团粒域的入渗率:

$$v_{(a)} = (1 - \xi) \left\{ k_{s(a)} + \frac{\beta k_{s(a)} + \sqrt{\frac{\psi_{f(a)} k_{s(a)} (\Delta \theta_{(a)})}{2 \gamma_w t}}}{1 + \frac{\beta \gamma_w k_{s(a)} t}{\psi_{f(a)} (\Delta \theta_{(a)})} + \sqrt{\frac{2 \beta \gamma_w k_{s(a)} t}{\psi_{f(a)} (\Delta \theta_{(a)})}}} \right\} \\ = (1 - \xi) k_{s(a)} \left[1 + \frac{\beta + \sqrt{1/(2T)}}{1 + \beta T + \sqrt{2T}} \right] \quad (7)$$

式中: β 为常数,依据文献[15]取 $2/3$ 。为简化公式表述,令 $m = 1 + \beta T + \sqrt{2T}$,则式(7)可简化为

$$v_{(a)} = (1 - \xi) k_{s(a)} \left\{ 1 + \left[\beta + \sqrt{1/(2T)} \right] / m \right\} \quad (8)$$

再令式(5)与式(8)相等可得团粒域积水点 $T_{p(a)}$ 的隐式表达式:

$$I / k_{s(a)} = 1 + \left[\beta + \sqrt{1/(2T_{p(a)})} \right] / m_{p(a)} \quad (I > k_{s(a)}) \quad (9)$$

由式(2)可知,若假定裂隙域内的雨水在单位水力坡降下所得的最大入渗率为 $v_{(c)} = \xi k_{s(c)}$,则裂隙表面出现积水需满足的条件为

$$\xi k_{s(c)} = I - v_{(a)} \quad (10)$$

将式(8)代入式(10)可得

$$\xi k_{s(c)} = I - (1 - \xi) k_{s(a)} \left\{ 1 + \left[\beta + \sqrt{1/(2T_{p(c)})} \right] / m_{p(c)} \right\} \\ (I > (1 - \xi) k_{s(a)} + \xi k_{s(c)}) \quad (11)$$

重新整理式(11)可得关于 $T_{p(c)}$ 的隐式表达式:

$$(I - \xi k_{s(c)}) / [(1 - \xi) k_{s(a)}] = 1 + \left[\beta + \sqrt{1/(2T_{p(c)})} \right] / m_{p(c)} \\ (I > (1 - \xi) k_{s(a)} + \xi k_{s(c)}) \quad (12)$$

为定量描述雨水优势入渗量的相对比例,引入雨水在裂隙域与团粒域内的累计入渗量之比 f (下文简称累计入渗量相对占比):

$$f = D_{(c)} / D_{(a)} \quad (13)$$

式中: $D_{(c)}$ 为雨水在裂隙域内的累计优势入渗量; $D_{(a)}$ 为雨水在团粒域内的累计入渗量。值得注意: f 值通过雨水的累计入渗量反映了裂隙域与团粒域之间的几

何尺度差异性。

当裂隙未被水充满时(即 $T < T_{p(c)}$),雨水在裂隙域内的累计优势入渗量可通过对累计降雨量与其在团粒域内的累计入渗量求差而得

$$D_{(c)} = It - D_{(a)} = \frac{(\Delta \theta_{(a)}) \psi_{f(a)} IT}{\gamma_w k_{s(a)}} - D_{(a)} \quad (T < T_{p(c)}) \quad (14)$$

雨水在团粒域内的累计入渗量 $D_{(a)}$ 会随其表面出现积水前、后而发生变化。以下按照雨水入渗裂隙域与团粒域的3个时段分区进行计算:

(1) 当团粒域表面出现积水前($T < T_{p(a)}$): 团粒域与裂隙域按各自体积所占比例吸收雨水:

$$D_{(a)} = (1 - \xi) It = \frac{(1 - \xi)(\Delta \theta_{(a)}) \psi_{f(a)} IT}{k_{s(a)} \gamma_w} \quad (T < T_{p(a)}), \quad (15)$$

$$D_{(c)} = \xi \psi_{f(a)} (\Delta \theta_{(a)}) IT / (k_{s(a)} \gamma_w) \quad (T < T_{p(a)}) \quad (16)$$

因此,该时段内雨水在裂隙域与团粒域内的累计入渗量之比为

$$f = D_{(c)} / D_{(a)} = \xi / (1 - \xi) \quad (T < T_{p(a)}) \quad (17)$$

(2) 当团粒表面出现积水后且裂隙域未被水充满时($T_{p(a)} \leq T < T_{p(c)}$): 当团粒表面出现积水后($T \geq T_{p(a)}$),其累计入渗量为

$$D_{(a)} = [(\Delta \theta_{(a)}) \psi_{f(a)} / (\gamma_w k_{s(a)})] [(1 - \xi) IT + \int_{T_{p(a)}}^T v_{(a)}(T^*) dT^*] \\ (T \geq T_{p(a)}) \quad (18)$$

式中: T^* 为积分变量; $v_{(a)}(T^*)$ 为关于 T^* 的被积函数。将式(8)代入式(18)并积分得

$$D_{(a)} = \frac{(1 - \xi)(\Delta \theta_{(a)}) \psi_{f(a)}}{\gamma_w} \left\{ \left(\frac{I}{k_{s(a)}} - 1 \right) T_{p(a)} + T + \ln \left(\frac{m}{m_{p(a)}} \right) \right\} \\ (T \geq T_{p(a)}) \quad (19)$$

由此可算得 $T_{p(a)} \leq T < T_{p(c)}$ 时段内雨水在裂隙域与团粒域的累计入渗量之比 f 可表示为

$$f + 1 = D_{(c)} / D_{(a)} + 1 \\ = \frac{I / k_{s(a)}}{(1 - \xi) \left\{ \left(\frac{I}{k_{s(a)}} - 1 \right) \left(\frac{T_{p(a)}}{T} \right) + 1 + \frac{1}{T} \ln \left(\frac{m}{m_{p(a)}} \right) \right\}} \quad (20)$$

(3) 当裂隙域被水充满后($T \geq T_{p(c)}$): 假定裂隙域内的雨水在单位水力坡降作用下呈层流运动,则可算得该时段裂隙域内的累计入渗量:

$$D_{(c)} = [\psi_{f(a)} (\Delta \theta_{(a)}) / \gamma_w] \left[IT_{p(c)} / k_{s(a)} + \xi k_{s(c)} (T - T_{p(c)}) / k_{s(a)} - TD_{(a)}(T = T_{p(c)}) \right] \quad (T \geq T_{p(c)}) \quad (21)$$

式中: $D_{(a)}(T = T_{p(c)})$ 为 $T = T_{p(c)}$ 时雨水在团粒域内的累计入渗量,可表示为

$$D_{(a)}(T = T_{p(c)}) = [(1 - \xi)(\Delta \theta_{(a)}) \psi_{f(a)} / \gamma_w] \left[(I / k_{s(a)} - 1) T_{p(a)} + \right]$$

$$T_{p(c)} + \ln(m_{p(c)} / m_{p(a)}) \quad (22)$$

联立式 (19) 和式 (21), 可推得 f 为

$$f = D_{(c)} / D_{(a)}$$

$$= \frac{\frac{IT_{p(c)}}{k_{s(a)}T} + \frac{\xi k_{s(c)}}{k_{s(a)}} \left(1 - \frac{T_{p(c)}}{T}\right) - \frac{\gamma_w D_{(a)} (T = T_{p(c)})}{\psi_{f(a)} (\Delta\theta_{(a)}) T}}{(1-\xi) \left[\left(\frac{I}{k_{s(a)}} - 1 \right) \frac{T_{p(a)}}{T} + 1 + \frac{1}{T} \ln \left(\frac{m}{m_{p(a)}} \right) \right]} \quad (23)$$

综上所述, 联立式 (17), (20) 和式 (23) 不仅可计算任意时刻雨水在裂隙域与团粒域之间入渗的相对分区, 而且可定量描述裂隙域内累计入渗量在总入渗量中所占的比例 (下文简称裂隙入渗量总占比):

$$F = D_{(c)} / D = D_{(c)} / (D_{(c)} + D_{(a)}) = f / (f + 1) \quad (24)$$

不仅如此, 概化湿润锋深度在研究团粒吸附溶质诱发的污染物迁移规律时 also 具有重要意义, 因此这里引入裂隙域与团粒域内的概化湿润锋深度比 λ (下文简称湿润锋深度比):

$$\lambda = \frac{z_{f(c)}}{z_{f(a)}} = \frac{D_{(c)} / [\xi (\Delta\theta_{(c)})]}{D_{(a)} / [(1-\xi) (\Delta\theta_{(a)})]} = \frac{(1-\xi) (\Delta\theta_{(a)})}{\xi (\Delta\theta_{(c)})} f \quad (25)$$

式中: $z_{f(c)}$ 为裂隙域内的概化湿润锋深度 (cm); $z_{f(a)}$ 为团粒域内的概化湿润锋深度 (cm); $\Delta\theta_{(c)}$ 为裂隙域的饱和体积含水量 $\theta_{s(c)}$ 与初始体积含水量 $\theta_{i(c)}$ 之差。值得注意: λ 值通过湿润锋深度反映了裂隙域与团粒域之间的几何尺度差异性, 与 f 值的含义类似。

总体而言, 本节提出的解析模型 (式 (17), (20), (23) 和式 (25)) 主要包括以下 7 个参数: 团粒域和裂隙域的饱和渗透系数 ($k_{s(a)}$ 和 $k_{s(c)}$) 及其相应的体积含水量增量 ($\Delta\theta_{(a)}$ 和 $\Delta\theta_{(c)}$)、裂隙体积分数 ξ 、降雨强度 I 、团粒域内湿润锋处的平均基质吸力 $\psi_{f(a)}$ 。其中, 前 5 个参数可通过裂隙土的室内物理力学性质试验测定, I 可通过国家气象中心发布的平均降雨量算得, $\psi_{f(a)}$ 可依据文献 [18] 所述近似计算公式算得

$$\psi_{f(a)} = \left(\frac{1}{\alpha_{(a)}} \right) \left(\frac{0.046 n_{(a)} + 2.07 n_{(a)}^2 + 19.5 n_{(a)}^3}{1 + 4.7 n_{(a)} + 16 n_{(a)}^2} \right) \quad (26)$$

式中: $\alpha_{(a)}$ 和 $n_{(a)}$ 为 van Genuchten 持水曲线模型参数。

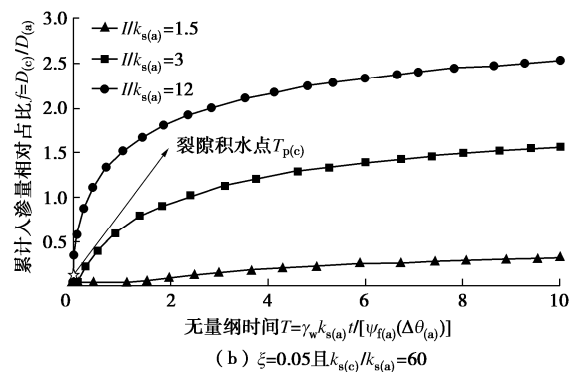
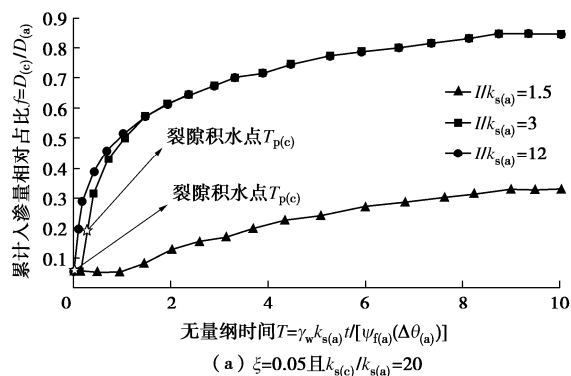
2 解析模型的计算结果分析与讨论

2.1 不同影响因素下解析模型的计算结果分析

采用式 (17), (20) 和式 (23) 可计算不同影响因素下累计入渗量相对占比的变化过程。在计算过程中, 取裂隙体积分数 $\xi = 0.05, 0.25$; 对每种 ξ 值采用 3 种降雨强度: $I / k_{s(a)} = 1.5, 3, 12$; 令 $k_{s(c)} / k_{s(a)}$ 取 20

(当 $\xi = 0.05$ 时) 或 60 (当 $\xi = 0.05, 0.25$ 时); 如 1.2 节所述, 参数 β 取 2/3。由式 (25) 可知, 湿润锋深度相对占比 λ 是 $(\Delta\theta_{(a)}) / (\Delta\theta_{(c)})$ 的函数, 而联立不同的 $I / k_{s(a)}$, $k_{s(c)} / k_{s(a)}$, ξ 和 β 参数组合可通过 λ / f 算得 λ 。

在不同的裂隙体积分数 ξ 和裂隙域与团粒域的饱和渗透系数比 ($k_{s(c)} / k_{s(a)}$) 条件下, 整理累计入渗量相对占比 f 和裂隙入渗量总占比 F 随无量纲时间 T 的变化曲线, 如图 4, 5 所示。由图 4 可知, f 起初为常数, 直至团粒表面出现积水 ($T = T_{p(a)}$) 后, f 随时间和相对降雨强度 ($I / k_{s(a)}$) 均呈递增趋势, 而且 ξ 越大, 则 f 越大。当降雨强度较高时 ($I / k_{s(a)} = 12$), $\xi = 0.05$ 且 $k_{s(c)} / k_{s(a)} = 20$ (图 4 (a)) 对应的 $f \approx 1$, $\xi = 0.25$ 且 $k_{s(c)} / k_{s(a)} = 60$ (图 4 (c)) 对应的 $f > 10$ 。当降雨强度较低时 ($I / k_{s(a)} = 1.5$), ξ 对 f 的影响很小。当 $I / k_{s(a)} = 12$ 且 $\xi = 0.05$ 时, 裂隙域积水点 $T_{p(c)}$ 远小于 1, 而该区域被水充满后, f 继续递增。然而, 饱和渗透系数比 ($k_{s(c)} / k_{s(a)}$) 控制着优势入渗量所占比例的上限: 当 $I / k_{s(a)} = 12$ 时, $k_{s(c)} / k_{s(a)} = 60$ (图 4 (b)) 对应的 f 值较 $k_{s(c)} / k_{s(a)} = 20$ 时 (图 4 (a)) 超过约 3 倍; 当饱和渗透系数比较低时 ($k_{s(c)} / k_{s(a)} = 20$), 裂隙域在中等降雨强度下 ($I / k_{s(a)} = 3$) 亦会被水充满, 因此, 当 $T > 2$ 时, 中 ($I / k_{s(a)} = 3$)、高 ($I / k_{s(a)} = 12$) 降雨强度的 f 值会出现重合; 反之, 当 $\xi = 0.25$ 且 $k_{s(c)} / k_{s(a)} = 60$ 时, 裂隙域在不同降雨强度下均未被水充满 (图 4 (c))。



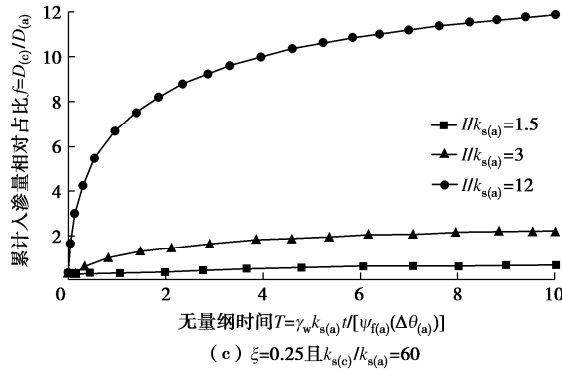


图 4 不同的裂隙体积分数 ξ 、饱和渗透系数比 ($k_{s(c)}/k_{s(a)}$) 与降雨强度 ($I/k_{s(a)}$) 下累积入渗量相对占比与无量纲时间的关系

Fig. 4 Relative accumulative infiltration versus dimensionless time under different volume fractions of crack ξ , ratios of saturated permeability $k_{s(c)}/k_{s(a)}$ and rainfall intensities $I/k_{s(a)}$

裂隙入渗量总占比 ($F=D_{(c)}/D$) 亦存在与 f 类类似的趋势 (图 5), 且 F 在 0.05~0.92 变化 (当 $\xi=0.05$ 且 $T<T_{p(a)}$ 时 $F=0.05$, 如图 5 (a), (b); 当 $\xi=0.25$ 且 $I/k_{s(a)}=12$ 时 $F=0.92$, 如图 5 (c))。

在不同的裂隙体积分数 ξ 、降雨强度 ($I/k_{s(a)}$) 和无量纲时间 T 下, 整理湿润锋深度比 λ 随团粒域和裂隙域体积含水量增量比 ($(\Delta\theta_{(a)})/(\Delta\theta_{(c)})$) 的变化曲线, 如图 6 所示, λ 随 $(\Delta\theta_{(a)})/(\Delta\theta_{(c)})$ 和 $I/k_{s(a)}$ 均呈单调递增趋势, 随 ξ 减小呈递增趋势。不仅如此, 在持续降雨过程中, 即 T 从 0.1 (图 6 (a)) 增至 1 (图 6 (b)) 的过程中, 由于雨水在团粒域内的入渗率逐渐减小, 故 λ 逐渐增大。此外, 整理不同 ξ 下 λ/f 与 $(\Delta\theta_{(a)})/(\Delta\theta_{(c)})$ 的关系 (图 7) 可知, λ/f 随 ξ 减小呈递增趋势。

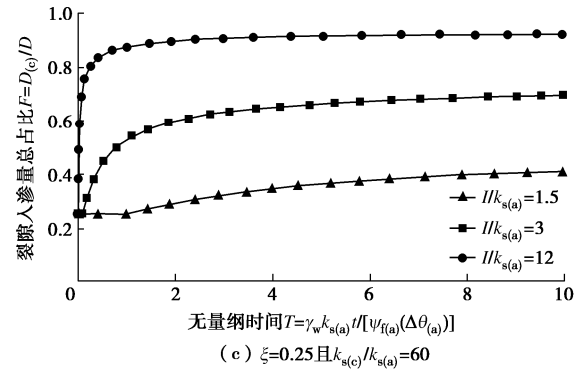
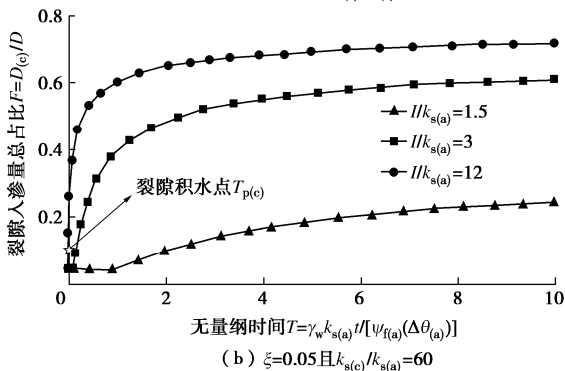
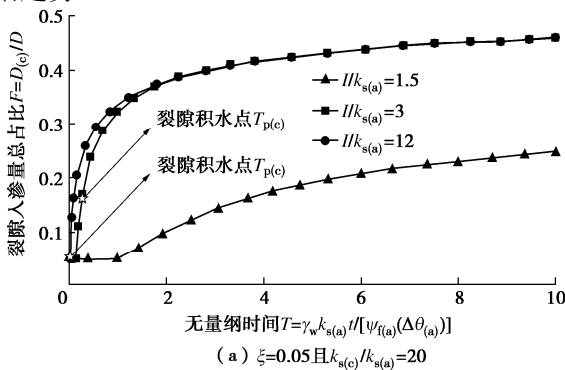


图 5 不同的裂隙体积分数 ξ 、饱和渗透系数比 ($k_{s(c)}/k_{s(a)}$) 与降雨强度 ($I/k_{s(a)}$) 下裂隙入渗量总占比 F 与无量纲时间 T 的关系

Fig. 5 Proportion of infiltration from crack versus dimensionless time under different volume fractions of crack ξ , ratios of saturated permeability $k_{s(c)}/k_{s(a)}$ and rainfall intensities $I/k_{s(a)}$

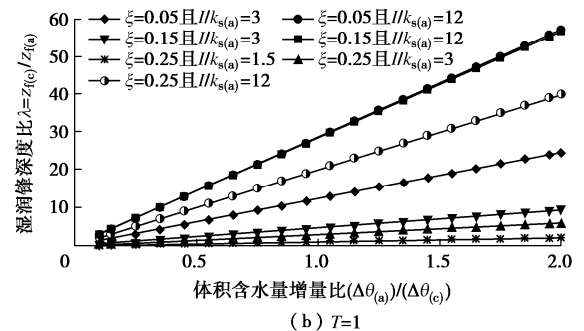
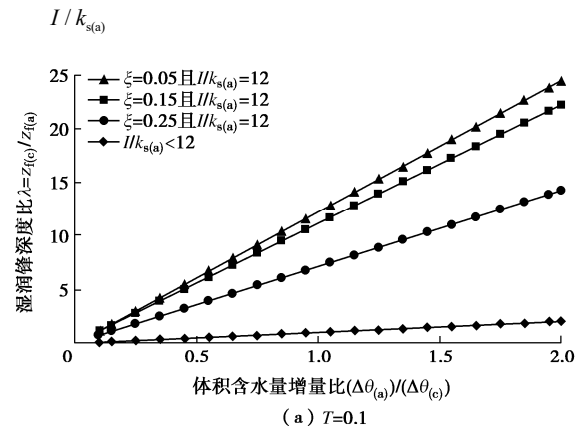


图 6 不同的裂隙体积分数 ξ 、降雨强度 ($I/k_{s(a)}$) 与无量纲时间 T 下湿润锋深度比与体积含水量增量比的关系

Fig. 6 Relative wetting depth ratio versus increment of volumetric water content under different dimensionless times, volume fractions of crack ξ and rainfall intensities $I/k_{s(a)}$

2.2 解析模型与 HYDRUS-1D 数值模拟计算结果的对比分析

为进一步验证本文解析模型的有效性。选取 HYDRUS-1D 软件^[19]提供的壤土、壤质砂土和粉质黏壤土为研究对象, 采用该软件对 Richards 方程进行数值求解, 以对比分析该数值模拟方法与本文解析模型对 f 和 λ 的计算结果。在 HYDRUS-1D 数值模拟过程

中, 对团粒域和裂隙域均采用 van Genuchten-Mualem 渗透系数函数进行模拟, 该软件所提供的水力特性参数如表 1, 2 所示。需注意: 在数值模拟过程中亦不考虑这两个区域之间水流质量的转换, 即令渗透系数 ($k_{s(a-c)}$) 取 0。此外, 将参数 $\alpha_{(a)}$ 和 $n_{(a)}$ 代入式 (26) 即可估算 $\psi_{f(a)}$ 。

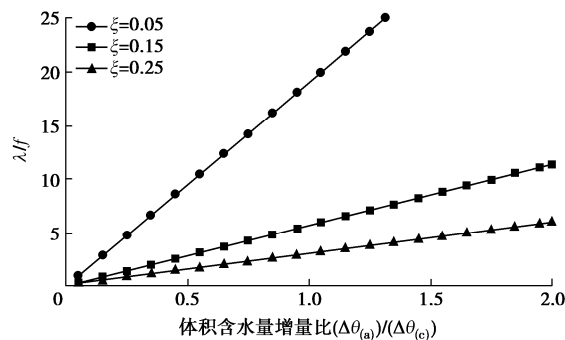


图 7 不同 ξ 下 λ / f 与 $(\Delta \theta_{(a)}) / (\Delta \theta_{(c)})$ 的关系

Fig. 7 λ / f versus $(\Delta \theta_{(a)}) / (\Delta \theta_{(c)})$ under different values of ξ

表 1 HYDRUS-1D 提供的团粒域水力特性参数

Table 1 Hydraulic parameters in aggregate domain from

HYDRUS-1D

参数	$\theta_{r(a)}$	$\theta_{s(a)}$	$\alpha_{(a)} / \text{kPa}^{-1}$	$n_{(a)}$	$k_{s(a)} / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	$L_{(a)}$
壤土	0	0.40	0.50	1.49	0.010	0.5
壤质砂土	0	0.40	1.25	2.50	0.020	0.5
粉质黏壤土	0.09	0.43	0.10	1.23	0.0024	0.5

表 2 HYDRUS-1D 数值模拟所用的裂隙域水力特性参数

Table 2 Hydraulic parameters in crack domain from HYDRUS-1D

参数	$\theta_{r(c)}$	$\theta_{s(c)}$	$\alpha_{(c)} / \text{kPa}^{-1}$	$n_{(c)}$	$k_{s(c)} / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	ξ	$L_{(c)}$
壤土	0	1	60	2.0	0.6	0.10	1
壤质砂土	0	1	40	2.5	1.0	0.075	1
粉质黏壤土	0	1	20	2.5	0.1	0.12	1

注: 表 1, 2 中: θ_r 和 θ_s 分别为残余、饱和体积含水量; L 为孔隙连通-迂曲参数; 下标(a)和(c)同 1.1 节定义。

在进行 HYDRUS-1D 数值模拟时, 以均质土层为研究对象, 其深度均为 200 cm。对每种土采用两种工况模拟。在这两种工况的数值模型上端设置与大气连通的恒定降雨强度边界 (其中第一种工况的降雨强度 $I=3k_{s(a)}$, 第二种工况的降雨强度 $I=7.5k_{s(a)}$)。土层的初始基质吸力 $\psi_i=1000$ kPa, 壤土、壤质砂土和粉质黏壤土的团粒域初始体积含水量 $\theta_{i(a)}$ 分别为 0.02, 0 和 0.21, 相应的裂隙初始体积含水量 $\theta_{i(c)}$ 均为 0。每种工况模拟的运行时间为 120 min。采用本文的解析模型 (对前两种工况采用式 (17), (20), (23)) 每分钟计算一次 f 值, 而基于 HYDRUS-1D 中对团粒域与裂隙

域的累计入渗量亦可算得 f_{HYDRUS} 值。采用均方根误差 RMSE 对比分析每分钟计算的 f 与 f_{HYDRUS} 值的吻合程度:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (f_{\text{HYDRUS},j} - f_j)^2} \quad (27)$$

式中: N 为数据点数 ($N=120$)。采用式 (25) 计算这两个区域在最后一个时间步 ($t=120$ min) 的概化湿润锋深度即可算得 λ 值。

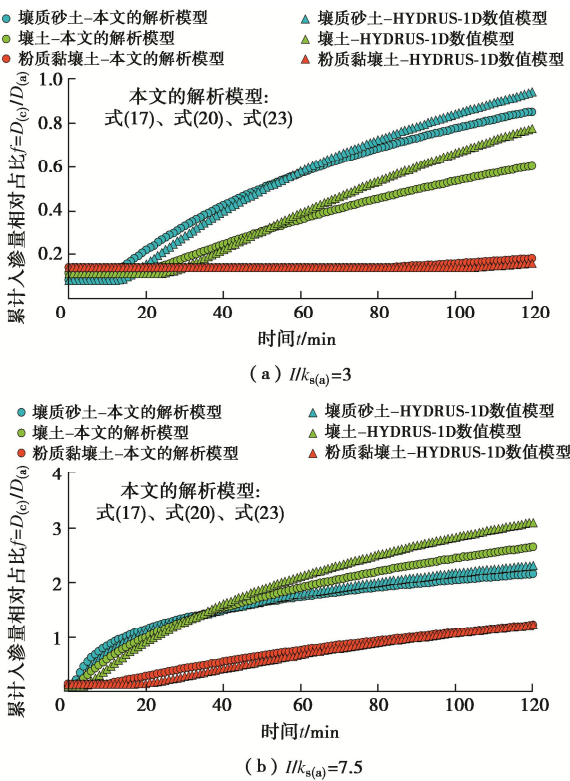


图 8 本文的解析模型与 HYDRUS-1D 模型对雨水在不同种土体内累计入渗量相对占比随时间变化曲线的计算结果对比

Fig. 8 Simulation of relative accumulative infiltration as a function of time for proposed analytical model versus HYDRUS-1D

采用解析模型与 HYDRUS-1D 数值模拟对累计入渗量相对占比 f 计算结果进行对比, 如图 8 所示, 采用解析模型对 f 的计算曲线与 HYDRUS-1D 模型的趋势基本吻合: 对壤土的 RMSE 在 0.081~0.15 范围内变化, 对壤质砂土的 RMSE 在 0.047~0.12 范围内变化, 对粉质黏壤土的 RMSE 在 0.0095~0.077 范围内变化。在 $I/k_{s(a)}=3$ (图 8 (a)) 的工况中, 采用式 (9) 计算的无量纲团粒域积水点为 $T_{p(a)}=0.093$, 由此可算得壤土的团粒域积水点为 15.8 min, 而 HYDRUS-1D 数值模拟计算的团粒域积水点为 23.6 min, 故解析模型对 f 的计算值在 $t=16\sim49$ min 内高于 HYDRUS-1D 数值模拟值, 而在 $t>49$ min 以后低于 HYDRUS-1D 数值模拟值。类似的, 采用式 (9) 可算得壤质砂土和粉质黏壤土的团粒域积水点分别为 7.8, 73.8 min, 而

HYDRUS-1D 数值模拟计算的对应团粒域积水点分别为 12.6, 98 min。类似的, 在降雨强度为 $I/k_{s(a)}=7.5$ (图 8 (b)) 的工况中, 采用式 (9) 亦可算得壤土、壤质砂土和粉质黏壤土的积水点分别为 1.5, 0.8, 8 min 范围内, 而 HYDRUS-1D 数值模拟计算的相应积水点分别为 3.5, 1.6, 18 min。

不仅如此, 对比本文解析模型 (式 (25)) 与 HYDRUS-1D 数值模拟对不同种土的湿润锋深度比 λ 计算值 (图 9) 可知, 本文解析模型在 $t=120$ min 时对湿润锋深度比的计算结果与 HYDRUS-1D 数值模拟较为接近。HYDRUS-1D 数值模拟对壤土在 $I/k_{s(a)}=3$ 条件下计算的裂隙域概化湿润锋深度约为 17 cm, 且团粒域概化湿润锋深度约为 6.5 cm, 从而可得 $\lambda=2.6$, 而式 (25) 算得 $\lambda=2.1$, 相对误差为 19.2%; HYDRUS-1D 数值模拟对壤土在 $I/k_{s(a)}=7.5$ 条件下算得 $\lambda=9.6$, 而式 (25) 算得 $\lambda=9.1$, 相对误差为 5.2%。由图 9 亦可知, 式 (25) 对壤质砂土与粉质黏壤土的 λ 值计算结果与 HYDRUS-1D 数值模拟也较为吻合。两种计算方法对壤质砂土在 $I/k_{s(a)}=7.5$ 条件下的计算结果相差最小 (0.6%), 对粉质黏壤土在 $I/k_{s(a)}=3$ 条件下的计算结果相差最大 (31.5%)。不仅如此, 后续将开展含裂隙土柱的降雨入渗试验, 采用土柱试验结果进一步验证、评价本文解析模型的适用性。

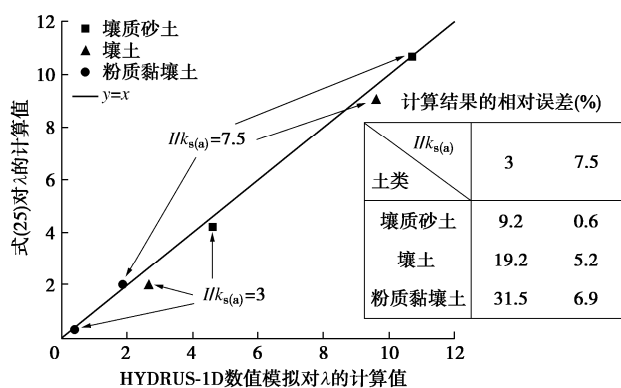


图9 式 (25) 与 HYDRUS-1D 数值模拟对 3 种土 λ 的计算对比

Fig. 9 Relative wetting depths estimated by Eq. (25) versus HYDRUS-1D for three soils

2.3 关于解析模型计算结果及其假定的讨论

为描述雨水在团粒域内与裂隙域内入渗的动态分区, 本文将 Green-Ampt 入渗模型与团粒-裂隙双区域模型相结合, 推得表征裂隙域相对于团粒域的优势入渗量及其湿润锋深度的解析模型。通过计算分析表明: 裂隙体积分数 ξ 、时间 t 、降雨强度与团粒域饱和渗透系数比 ($I/k_{s(a)}$)、裂隙域与团粒域饱和渗透系数比 ($k_{s(c)}/k_{s(a)}$) 主要影响雨水优势入渗土体裂隙的过程。

需注意: 时间 t 已无量纲化为 T , 旨在考虑团粒域的水力特性 (即 $k_{s(a)}$ 与 $\psi_{f(a)}$) 与体积含水量增量 (即 $\Delta\theta_{(a)}$)。

上述这些因素对雨水优势入渗的贡献比例受降雨强度及其持时影响。当降雨强度较低时, 雨水的优势入渗在初始阶段仅取决于裂隙所占比例 ξ 。一旦团粒表面出现积水时, 降雨强度就开始显著影响优势入渗, 尤其当降雨强度很高时, 雨水入渗率越大, 则越易出现优势入渗。不仅如此, 通过计算分析表明: 若不考虑裂隙域与团粒域之间的水流交换, 则当降雨强度不变时, 随着降雨持时增长, 优势入渗比例也会随之增大。此外, 通过对比图 4 (a) 和图 4 (b) 亦可知, 当降雨强度较大或持时较长时, 裂隙域与团粒域的饱和渗透系数比也会显著影响雨水的优势入渗过程。

不仅如此, 裂隙体积对雨水优势入渗也有显著影响。当其他因素一定时, ξ 值越小, 则裂隙域内的雨水入渗量随之减小 (即图 4 和图 5 中的 f 和 F 值越小), 而裂隙域内的湿润锋深度较团粒域更大 (即 λ 值越大)。例如, 当无量纲时间 $T=0.1$ 时, $I/k_{s(a)}=12$, 从而使 $\xi=0.05$ 土体的 $f=0.953$, 而 $\xi=0.25$ 土体的 $f=2.40$, 可见土体的裂隙越多, 则雨水在裂隙域内的优势入渗量会随之增大两倍以上。此外, $\xi=0.05$ 土体中优势入渗产生的湿润锋深度比 $\lambda=9.05$ (若 $(\Delta\theta_{(a)})/(\Delta\theta_{(c)})=0.5$), 而 $\xi=0.25$ 土体的 $\lambda=3.60$, 表明雨水在裂隙域内优势入渗的湿润锋深度会随土体的裂隙增多而减小两倍以上。该计算结果可解释文献[7]所述试验中存在的普遍现象, 即在裂隙或者大孔隙不易被观察到的土体中, 优势流仍会使雨水快速入渗至土体深部。

本文的解析模型虽假定裂隙域内的雨水在单位水力坡降作用下呈层流运动, 但依据 Green-Ampt 入渗模型描述了水在团粒域与裂隙域内的流动特征。只有裂隙域内的毛细作用可不考虑时, 裂隙域内取单位水力坡降的假定才是合理的。由于湿润锋处的平均基质吸力产生的毛细作用与土的进气值及其孔径分布密切相关[18], 而大部分裂隙的毛细作用较小, 因此该假定是合理的。虽然采用 Darcy 定律和 Richards 方程描述裂隙内的水流运动特征所得解的合理性仍在讨论[20], 但裂隙域内水流取单位水力坡降的假定表明本文采用的水流描述方法类似于文献[21]所述饱和流动条件下的运动波近似方法。然而, 假定单位水力坡降作用下的层流运动会使 HYDRUS-1D 软件与本文解析模型在模拟积水点时存在差异, 主要原因在于 HYDRUS-1D 数值模拟过程中考虑裂隙内水流的水力坡降大于 1 (即 $dh_{(c)}/dz > 1$)。

关于裂隙域内的饱和流动假定, 文献[22]所述研究认为裂隙域内的水流通常以薄膜形式存在。此外, 在裂隙域被雨水充满前 ($t < t_{p(c)}$), 入渗分区则由团粒域水力特性 ($k_{s(a)}$, $\Delta\theta_{(a)}$ 和 $\psi_{f(a)}$) 与裂隙体积分数 ξ 控制, 致使裂隙域的渗透系数与饱和度不协调。此外, 随着雨水在裂隙内逐渐积聚, 饱和流动假定也趋于合理, 并与文献[23]所述现场试验结果一致。尽管如此, 本文假定裂隙域内水流服从层流也是 HYDRUS-1D 数值模拟与本文解析模型之间存在差异的另一原因。需注意: 裂隙的湿润锋深度可能会受裂隙内薄膜形式的水流影响, 这与本文解析模型推导过程中的层流假定不一致。该问题的解决方法有待进一步研究, 既可通过修正裂隙域的体积含水量增量 $\Delta\theta_{(c)}$ 来描述非饱和和薄膜流动对裂隙湿润锋深度的影响, 也可在本文的解析模型推导中引入 Li 等[24]提出的裂隙域非饱和渗透系数函数。

此外, 本文解析模型在推导过程中还包括以下假定: ①团粒和裂隙这两个区域的性质与初始条件是均匀的; ②降雨强度可近似为常数; ③团粒和裂隙这两个区域之间水流的转换可忽略, 即不考虑雨水从裂隙域侧渗入团粒域的过程。假定①不适用于大空间尺度, 而假定②~③不适用于长时间尺度。然而, 在解析模型的推导过程中, 引入文献[25]所述方法, 即可考虑降雨强度变化的条件。文献[26]研究表明地下水的迁移对雨水入渗分区影响较小, 因此对雨水优势入渗量的相对占比 f 及其总占比 F 的估算结果影响较小。然而, 这两个区域之间的水流转换会影响概化湿润锋深度比 λ 。由此可见, 该解析模型仍需进一步改进, 使之能够考虑这两个区域之间的水流转换, 例如, 可引入一阶水流转换函数[27]; 也可假定裂隙形如圆柱, 采用水平向 Green-Ampt 入渗模型[28]估算水流转换的速率与体积。不仅如此, 本文在推导解析模型时未考虑土层收缩-膨胀产生的裂隙尺寸变化, 若要考虑该因素, 则在考虑团粒域与裂隙域的渗透系数动态变化时可采用文献[16]所述方法进行模拟。

3 结 论

为定量描述雨水在土体内的优势入渗过程, 将 Green-Ampt 入渗模型与团粒-裂隙双区域模型相结合, 以区分雨水在这两个区域中的运动特征。主要得到以下两点结论。

(1) 采用无量纲参数对解析模型进行概化, 使之可预测降雨强度不变时的优势入渗量与湿润锋深度。模型的计算结果表明: 雨水的流动分区会因团粒与裂隙这两个区域的积水点而发生变化; 优势入渗比

例随降雨强度和裂隙所占相对体积均呈递增趋势; 裂隙内的湿润锋深度随其所占相对体积的增大呈递减趋势。

(2) 对比分析解析模型与基于 Richards 方程的 HYDRUS-1D 数值模拟对典型含裂隙土体的计算结果发现: 解析模型与数值模拟的优势入渗量计算曲线趋势较为吻合, 相应的均方根误差 ≤ 0.15 , 湿润锋深度的相对误差为 0.6%~31.5%。

本文的解析模型适用于裂隙较窄且较深、土体表面横、纵两个剖面对裂隙长度密度的估算误差在 -22%~10% 的条件, 不仅能定量证明优势流在团粒表面出现积水前、在裂隙域内未被水充满时、在裂隙域内被水充满后存在显著分区, 而且能够显式描述雨水在裂隙域与团粒域内的入渗率及其累计入渗量, 从而为定量描述雨水在土体裂隙内的优势入渗特征提供了一条新途径。

参考文献:

- [1] RECK A, JACKISCH C, HOHENBRINK T L, et al. Impact of temporal macropore dynamics on infiltration: field experiments and model simulations[J]. Vadose Zone Journal, 2018, 17(1): 1-15.
- [2] 唐朝生. 极端气候工程地质: 干旱灾害及对策研究进展[J]. 科学通报, 2020, 65(27): 3008-3027. (TANG Chao-sheng. Extreme climate engineering geology: soil engineering properties response to drought climate and measures for disaster mitigation[J]. Chinese Science Bulletin, 2020, 65(27): 3008-3027. (in Chinese))
- [3] LI J H, LI L, CHEN R, et al. Cracking and vertical preferential flow through landfill clay liners[J]. Engineering Geology, 2016, 206(3): 33-41.
- [4] JARVIS N J. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality[J]. European Journal of Soil Science, 2007, 58(3): 523-546.
- [5] 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.
- [6] HEPPELL C M, WORRALL F, BURT T P, et al. A classification of drainage and macropore flow in an agricultural catchment[J]. Hydrology Processes, 2002, 16(1): 27-46.
- [7] GRAHAM C B, LIN H S. Controls and frequency of preferential flow occurrence: a 175-event analysis[J]. Vadose

- Zone Journal, 2011, **10**(3): 816-831.
- [8] AKAY O, FOX G A. Experimental investigation of direct connectivity between macropores and subsurface drains during infiltration[J]. Soil Science Society of America Journal, 2007, **71**(5): 1600-1606.
- [9] 王全九, 来剑斌, 李毅. Green-Ampt 模型与 Philip 入渗模型的对比分析[J]. 农业工程学报, 2002, **18**(2): 13-16. (WANG Quanjiu, LAI Jianbin, LI Yi. Comparison of Green-Ampt model with Philip infiltration model[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2002, **18**(2): 13-16. (in Chinese))
- [10] CRAIG J R, LIU G, and SOULIS E D. Runoff-infiltration partitioning using an upscaled Green-Ampt solution[J]. Hydrology Processes, 2010, **24**(16): 2328-2334.
- [11] RINGROSE-VOASE A J, SANIDAD W B. A method for measuring the development of surface cracks in soils: application to crack development after lowland rice[J]. Geoderma, 1996, **71**(3/4): 245-261.
- [12] STEWART RYAN D, ABOU N M R. Field measurements of soil cracks[J]. Soil Science Society of America Journal, 2020, **84**(5): 1462-1476.
- [13] 张家铭, 罗易, 周峙, 等. 基于足尺模型试验的边坡裂隙发展演化规律[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2020, **51**(4): 1037-1048. (ZHANG Jiaming, LUO Yi, ZHOU Zhi, et al. Evolution law of cracks based on full-scale model test of slope[J]. Journal of Central South University (Science and Technology), 2020, **51**(4): 1037-1048. (in Chinese))
- [14] 罗易, 张家铭, 周峙, 等. 降雨-蒸发条件下土体开裂临界含水率演变规律研究[J]. 岩土力学, 2020, **41**(8): 2592-2600. (LUO Yi, ZHANG Jiaming, ZHOU Zhi, et al. Evolution law of critical moisture content of soil cracking under rainfall-evaporation conditions[J]. Rock and Soil Mechanics, 2020, **41**(8): 2592-2600. (in Chinese))
- [15] SELKER J, ASSOULINE S. An explicit, parsimonious, and accurate estimate for ponded infiltration into soils using the Green and Ampt approach[J]. Water Resources Research, 2017, **53**(8): 7481-7487.
- [16] STEWART R D. A dynamic multi-domain Green-Ampt infiltration model[J]. Water Resources Research, 2018, **54**(9): 6844-6859.
- [17] FOK Y S. A comparison of the Green-Ampt and Philip two-term infiltration equations[J]. Transactions of the ASAE, 1975, **18**(6): 1073-1075.
- [18] MOREL-SEYTOUX H J, MEYER P D, NACHABE M, et al. Parameter equivalence for the Brooks-Corey and van Genuchten soil characteristics: preserving the effective capillary drive[J]. Water Resources Research, 1996, **32**(5): 1251-1258.
- [19] ŠIMŮNEK J, VAN GENUCHTEN M T, ŠEJNA M. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media[R]. Riverside: University of California, 2005.
- [20] GERMANN P F. Viscosity: the weak link between Darcy's law and Richards' capillary flow[J]. Hydrology Processes, 2018, **32**(9): 1166-1172.
- [21] JARVIS N, JANSSON P E, DIK P, et al. Modelling water and solute transport in macroporous soil: I model description and sensitivity analysis[J]. European Journal of Soil Science, 1991, **42**(1): 59-70.
- [22] NIMMO J R. Theory for source-responsive and free-surface film modeling of unsaturated flow[J]. Vadose Zone Journal, 2010, **9**(2): 295-306.
- [23] VOGEL H J, COUSIN I, IPPISCH O, et al. The dominant role of structure for solute transport in soil: experimental evidence and modelling of structure and transport in a field experiment[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2006, **10**(4): 495-506.
- [24] LI J H, ZHANG L M, LI X. Soil-water characteristic curve and permeability function for unsaturated cracked soil[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2011, **48**(7): 1010-1031.
- [25] ASSOULINE S, SELKER J S, PARLANGE J Y. A simple accurate method to predict time of ponding under variable intensity rainfall[J]. Water Resources Research, 2007, **43**(3): 3426.
- [26] LASSABATERE L, YILMAZ D, PEYRARD X, et al. New analytical model for cumulative infiltration into dual-permeability soils[J]. Vadose Zone Journal, 2014, **13**(12): 1-15.
- [27] GERKE H H, VAN GENUCHTEN M T. Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models[J]. Water Resources Research, 1993, **29**(4): 1225-1238.
- [28] WEILER M. An infiltration model based on flow variability in macropores: development, sensitivity analysis and applications[J]. Journal of Hydrology, 2005, **310**(1/2/3/4): 294-315.