

doi:10.6041/j.issn.1000-1298.2018.12.037

地下水浅埋下层状土壤波涌畦灌间歇入渗模型研究

陈琳^{1,2} 费良军^{1,2} 傅渝亮^{1,2} 钟韵^{1,2}

(1. 西安理工大学水利水电学院, 西安 710048; 2. 省部共建西北旱区生态水利工程国家重点实验室, 西安 710048)

摘要: 为进一步揭示地下水浅埋下的层状土壤波涌畦灌间歇入渗机制,通过试验资料分析与理论研究,建立了波涌灌间歇入渗条件下的层状土壤 Brook-Corey 和 Green-Ampt(BC-GA)改进入渗模型,推导出层状土壤间歇入渗湿润锋面水吸力与湿润锋运移深度的函数关系,确定了含砂层内部土壤饱和导水率、进气吸力是层状土壤间歇入渗运移距离变化的主要影响参数。周期数增大,上层土壤饱和导水率减小,饱和含水率减小,进气吸力增大,夹砂层内部仅进气吸力随周期数增加而增大。根据 BC-GA 模型计算不同埋深的含砂层土壤间歇入渗特性及湿润锋运移特性,对比分析指出,周期数增加,相同含砂层埋深下的累积入渗量减小,湿润锋运移距离增大;含砂层埋深增加,相同供水周期的累积入渗量增大,湿润锋增大;供水周期达到最大时,含砂层埋深对累积入渗量和湿润锋运移距离影响减小。

关键词: 含砂层; 间歇入渗; 波涌畦灌; Brook-Corey 模型; Green-Ampt 模型

中图分类号: S275.8 文献标识码: A 文章编号: 1000-1298(2018)12-0314-11

Intermittent Infiltration Model of Surge Border Irrigation in Layered Soil under Groundwater

CHEN Lin^{1,2} FEI Liangjun^{1,2} FU Yuliang^{1,2} ZHONG Yun^{1,2}

(1. Faculty of Water Resources and Hydroelectric Engineering, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China

2. State Key Laboratory of Eco-hydraulic in Northwest Arid Region of China, Xi'an 710048, China)

Abstract: In order to further reveal infiltration mechanism of intermittent infiltration of layered soil under surge irrigation, through the analysis of experimental data and theoretical research, Brook-Corey and Green-Ampt (BC-GA) improved infiltration model of layered soil under intermittent infiltration of surge irrigation was built. Relationship between water suction and wetting depth of intermittent wetting front of layered soil was built, which showed that the suction value S_f was decreased with the increase of wetting depth z_f . Soil saturated hydraulic conductivity, retained moisture content, intake suction value, water conductivity coefficient, shape coefficient and depth change in the sand layer were proved to be the main influence parameters of migration distance of layered soil under intermittent infiltration. When the number of cycles was increased, the saturated hydraulic conductivity of the upper soil was decreased, saturated water moisture content was reduced and the suction was increased. Only the intake suction value in the sand layer was increased with the increase of cycle number. Calculation of intermittent infiltration characteristics and wetting front migration characteristics of sandy soil with different burial depths based on BC-GA model pointed out that the cumulative infiltration amount under the same sand layer depth was decreased and the wetting front migration distance under the same sand layer depth was increased. The cumulative infiltration volume and the wetting front was increased under the same water supply period. When the water supply period reached the maximum, the buried depth of the sand layer would reduce the cumulative infiltration amount and the wetting front migration distance. The research result could lay a scientific foundation for further development of surge irrigation technology.

Key words: sand layer; intermittent infiltration; surge border irrigation; Brook-Corey model; Green-Ampt model

收稿日期: 2018-06-24 修回日期: 2018-07-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(51479161,51779205)和陕西省水利科技项目(2014slkj-02)

作者简介: 陈琳(1990—),女,博士生,主要从事节水灌溉理论与技术研究,E-mail: 1036784415@qq.com

通信作者: 费良军(1963—),男,教授,博士生导师,主要从事节水灌溉、农业水资源利用与水环境研究,E-mail: feiliangjun2008@163.com

0 引言

波涌灌溉条件下的土壤水分入渗属于间歇入渗,国内外学者在其节水机理、入渗特性、水流运动特性和数值模拟,以及波涌灌适应性、灌溉实施方案及灌溉效益分析方面,对均质土下波涌灌溉间歇入渗理论和技术进行了大量研究,这些研究主要在土壤质地相对简单的均质土进行^[1-8]。在实际农业生产中,由于气象、水文、地质和生物过程的作用,土壤并非简单的均一物质,大都呈现为交错分布的层状结构。如在冲积平原地区,由于河流的砂粘交错沉积,形成复杂多变的土壤剖面结构,导致田间土壤大都呈现为层状结构,其土壤孔隙结构的不均匀性使得水力特性在土层面处发生了突变,因而与均质土连续入渗相比,对波涌灌条件下的层状土间歇入渗土壤水分运动特性的变化研究显得更加复杂^[9]。根据土壤水能量原理,水在层状结构的土体内入渗时,无论夹层土壤的质地粗或细,土体内的夹层均会对下渗水流起到阻水的作用^[10-15]。目前,对波涌灌条件下的夹砂层层状土壤间歇入渗水分运移特性研究较少,仅王丁^[16]对不同含砂层埋深下波涌灌技术要素对层状土壤间歇入渗水分分布特性进行了初步研究和分析,且未对影响层状土入渗时水分运动参数的确定进行分析,对土壤水进入夹砂层时稳渗率的确定也仅局限于连续入渗过程。因此,本文针对层状土壤条件开展波涌灌间歇入渗水分运动特性及影响参数的研究,对进一步发展波涌灌灌溉理论与技术、提高水分利用率、减少水分流失具有重要的理论价值和实际意义。

1 材料与方法

1.1 试验装置与方法

试验在西安理工大学西北旱区生态水利工程国家重点实验室进行。采用傅渝亮等^[5]开发的间歇入渗设备进行灌水试验,并观测地下水埋深下间歇供水入渗量及剖面水分动态。试验装置由土柱、地下水控制系统和入渗供水系统组成,如图 1 所示。

试验土柱由高 210 cm、内径 15 cm 的有机玻璃

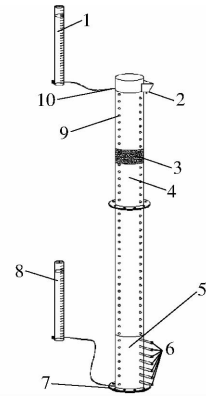


图 1 试验装置示意图

Fig. 1 Schematic diagram of experimental apparatus

1. 马氏瓶 2. 加水口 3. 夹砂层 4. 土层 5. 粗砂层 6. 排水汇流管 7. 地下水供水口 8. 马氏瓶 9. 取土孔 10. 进水口

管制成。土柱底部 60 cm 深度内装粒径为 3~7 mm 的砂砾石模拟地下饱和含水层,上部 150 cm 为非饱和层状土壤,两部分间垫以弹性较差的薄海棉或过滤纸,以免上层土壤进入砂砾层。沿土柱垂向设 4 排取土孔,孔径 1.5 cm,用橡皮塞封堵,孔中心间距为 5 cm,相邻两排取土孔以垂直孔距 2.5 cm 交叉布置。土柱上部设加水斗,供水开始时先向加水斗供水,以免水流冲击破坏土柱表土致密层,并且在供水停水时便于尽快排净土柱上表面水层。土柱下部 20 cm 范围内,每 5 cm 设排水口一个,共 4 个,试验前排水口用胶皮管和夹子封堵,避免漏水。

1.2 供试土样

试验土壤采用粉壤土,夹砂层采用砂壤土,土样经过风干、碾压、过筛、配水得到试验土样,初始土壤饱和导水率采用南-55 型渗透仪测定,土壤 pH 值采用定性 pH 试纸测定,观测过程中,入渗量通过马氏瓶进行控制和计量(单位:cm);土壤采用小型土钻采取土样,用干燥法测定土壤含水率。土壤颗粒分析使用英国马尔文公司的 Mastersizer-2000 型激光粒度仪测定,颗粒组成和初始理化参数如表 1 所示。

1.3 试验方案

室内试验模拟地下水位为 150 cm 条件下,肥液质量浓度为 200 mg/L,周期数 i 为 3、循环率 r 为 1/2,停水时间为 40 min,含砂层埋深为 20 cm,夹砂

表 1 试验土壤颗粒组成和初始理化参数

Tab. 1 Particle gradation and initial physicochemical parameters

土壤类型	土壤容重/ ($g \cdot cm^{-3}$)	粒级质量分数/%			初始 含水率 θ_0 / ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	pH 值	饱和	饱和
		砂粒 (0.05~1.0 mm)	粉粒 (0.002~0.05 mm)	粘粒 (0~0.002 mm)			含水率 θ_s / ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	导水率 K_s / ($cm \cdot min^{-1}$)
粉壤土	1.30	36.30	47.90	15.80	0.236	7.5	0.46	0.016 1
砂壤土	1.40	47.79	29.68	22.53	0.236	7.6	0.43	0.018 0

层厚度 D 为 5 cm, 并以均质土处理作对比, 进行土壤入渗特性室内试验。每个处理 3 次重复, 其观测指标取平均值。由马氏瓶 2 供给地下水, 待上升毛管水分布稳定之后, 进行间歇入渗试验。

2 理论分析

2.1 湿润锋面水吸力与湿润深度的关系

当地表下存在埋深较浅的地下水位时, 则地下水位以上土壤剖面的土壤含水率呈非线性分布。设地下水位为 H , 则

$$H = \varphi(\theta) + z \quad (1)$$

式中 z ——位置水头, cm

φ ——位置水头 z 处相应的基质吸力, cm

θ ——含水率, cm^3/cm^3

为了确定土壤剖面初始土壤含水率分布, 确定体积土壤含水率与基质吸力之间的关系, 采用 BROOKS 等^[6] 所提出的土壤水分特征曲线拟合公式

$$\begin{cases} K(\theta) = K_s \Theta^{2n+l+2} \\ \varphi(\theta) = \varphi_b \Theta^{-\frac{1}{n}} \end{cases} \quad (2)$$

其中

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

式中 $K(\theta)$ ——非饱和导水率, cm/min

Θ ——相对土壤含水率

θ_r ——土壤滞留含水率, cm^3/cm^3

φ_b ——土壤进气吸力, cm

n ——形状系数, 反映土体孔径的分布特征

l ——弯曲度, 一般取 1^[18]

结合式(1)和式(2), 浅埋地下水条件下的均质土土壤初始含水率分布计算式可写成

$$\theta_i = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-n} \quad (3)$$

则累积入渗量 I 可以表示为

$$I = (\theta_s - \theta_i) z_f \quad (4)$$

式中 z_f ——湿润锋运移距离, cm

由质量守恒定律可知, 式(4)可写为

$$I = \int_0^{z_f} (\theta_s - \theta_i) dz \quad (5)$$

将式(3)代入式(5), 则有

$$I = \int_0^{z_f} \left[\theta_s - \theta_r - (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-n} \right] dz \quad (6)$$

变形得

$$I = \int_0^{z_f} (\theta_s - \theta_r) \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-n} \right] dz \quad (7)$$

其微分形式为

$$\frac{dz}{dt} = \frac{dI}{dz} \frac{dz}{dt} = q \quad (8)$$

由 Green - Ampt 入渗模型可知

$$q = K_s \left(1 + \frac{h}{z_f} + \frac{S_f}{z_f} \right) \quad (9)$$

式中 S_f ——湿润锋面处水吸力, cm

h ——压力水头, cm

q ——地表水分通量(入渗率), cm/min

结合式(7)和式(9), 并代入式(8)变形可得

$$\frac{dz}{dt} = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_r} \left(1 + \frac{h}{z_f} + \frac{S_f}{z_f} \right) \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-n} \right]^{-1} \quad (10)$$

当入渗时间较短时, 压力梯度 $\frac{S_f}{z_f}$ 较小, 可以忽略

不计, 式(10)可表示为

$$\frac{dz}{dt} = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_r} \left(1 + \frac{S_f}{z_f} \right) \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-n} \right]^{-1} \quad (11)$$

当 S_f 确定时, 便可以利用五阶 Runge - Kutta 法^[19] 求解微分方程式(11)中时间 t 以及相应湿润锋运移距离 z_f 。

根据 BOUWER^[4] 研究结果可将概化的湿润锋面水吸力 S_f 表示为非饱和土壤导水率的函数, 即

$$S_f = \int_{\varphi(\theta_i)}^{\varphi(\theta_s)} \frac{K(\theta)}{K_s} d\varphi \quad (12)$$

式(12)并非理论推导得出, MEIN 等^[20] 则进一步提出用土壤水吸力的加权平均值来表示, 即

$$S_f = \int_0^1 \varphi(\theta) dK_r \quad (13)$$

其中

$$K_r = K(\theta)/K_s$$

式中 K_r ——相对渗透系数

MOORE 等^[21] 将上述湿润锋面处概化水吸力 S_f 修正为

$$S_f = \frac{\int_{K_r(\theta_i)}^1 \varphi(K_r) dK_r}{1 - K_r(\theta_i)} \quad (14)$$

通过比较分析, 可采用式(14)计算 S_f , 则联立式(2)和式(3)并代入式(14)可得

$$S_f = \varphi_b \frac{3n+2}{3n+1} \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-(3n+1)} \right] \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b} \right)^{-(3n+2)} \right]^{-1} \quad (15)$$

若 φ_b 、 n 、 H 一定, 则式(15)为 S_f 与湿润锋运移距离 z_f 为 z 时的函数关系式。其中式(15)的参数 φ_b 、 n 可根据不同土壤的性质进行确定。显然, 当土壤剖面的初始土壤含水率 θ_i 沿深度方向为一常量时(均质土), 则式(15)中的 $H-z$ 为一定值, 即初始含水率 θ_i 对应的 φ_i 为一常数, 此时对应的 S_f 也为常量。

2.2 层状土连续入渗模型

对于连续入渗过程中的层状土的入渗变化特性, 入渗过程可分为非线性自由入渗与线性稳渗两

个阶段^[22],第 1 阶段:在入渗锋面未到达层状土上层之前,实际上是一个均质土的积水入渗问题,其入渗量 I 随时间的变化均为一个非线性变化关系,可根据式(7)、(10)、(15)分别对连续入渗的 z_f 、 I 与 t 进行求解,随着入渗湿润锋的下移,当土壤湿润锋剖面达到层状土上层时,由于阻水作用,导致湿润锋暂时停止运移,但湿润锋位置处的土壤含水率逐渐增加,相应基质水吸力逐渐降低,直到达到砂土的进水吸力时,湿润锋才开始穿过含砂层上表面并进入到含砂层,入渗过程迅速进入了第 2 阶段——稳渗阶段,稳渗率 q^* 可改写为

$$q^* = K'(\theta_s) \left(1 + \frac{S'_f}{z'_f} \right) \quad (16)$$

式中 q^* ——稳渗率, cm/min

$K'(\theta_s)$ ——上层壤土近似土壤饱和导水率, cm/min

S'_f ——由下层土壤质地性质决定的吸力, cm

z'_f ——湿润锋达到砂壤交界面处的位置, cm

对于参数 $K'(\theta_s)$ 的确定,范严伟等^[13]通过含砂层土壤 Green - Ampt 入渗模型的改进与验证结果发现,引入导水度系数 C_w 来量化上层壤土达到接近饱和时的饱和导水率 $K'(\theta_s)$ 与饱和时 K_s 之间的关系,可用 $K'(\theta_s) = C_w K_s$ 表示,并通过分析得到适宜的 C_w 平均值为 0.95。

对于再次穿过含砂层下层并进入到壤土中的湿润锋运移距离变化定量计算,可对式(11)进行修正,因湿润锋运移速率实际受到上层含砂层稳渗率和壤土质地共同影响,其中式(11)的 K_s 值不应是其饱和导水率,而由含砂层确定了的稳渗率 q^* 控制,则水分由含砂层进入壤土阶段的湿润锋模型修正式为

$$\frac{dz}{dt} = \frac{q^*}{\theta_s^* - \theta_r^*} \left(1 + \frac{S'_f}{z'_f} \right) \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi_b^*} \right)^{-n^*} \right]^{-1} \quad (17)$$

式中 θ_s^* 、 θ_r^* 、 S'_f 、 φ_b^* 、 n^* ——粉壤土对应的水分运动参数

2.3 层状土间歇入渗模型

间歇入渗各供水周期进入含砂层时 S'_{fi} 和 $K'(\theta_{si})$ 的确定可采用式(15)和 $C_w K_{si}$ 求得(角标 i 代表周期数, $i=1,2,3$),当湿润锋进入含砂层时,整个入渗过程进入了稳渗阶段,根据式(16)可以看出,当湿润锋 z'_f 达到砂壤交界面时,稳渗率 q^* 仅随 $K'(\theta_{si})$ 和 S'_f 变化而变化,而 $K'(\theta_{si})$ 值仅为土壤属性值,应保持不变,由于各供水周期的初始含水率并不一致,对应的土壤基质势也有所不同,根据式(15)土壤基质吸力与 S'_f 之间的函数关系可知,随着周期数的增加,对应各供水周期的土壤初始含水率越高,相

应基质水吸力越小, S'_f 随之增大,并将计算后的 S'_f 值代入式(17),其中 q^* 以 $C_w K_{si}$ 表示,即可求出含砂层内湿润锋 z_f 与时间 t 的关系式,具体为

$$\frac{dz}{dt} = \frac{C_w K_{si}}{\theta'_{si} - \theta'_{ri}} \left(1 + \frac{S'_{fi}}{z'_f} \right) \left[1 - \left(\frac{H-z}{\varphi'_{bi}} \right)^{-n'_i} \right]^{-1} \quad (18)$$

式中 θ'_{si} 、 θ'_{ri} 、 S'_{fi} 、 φ'_{bi} 、 n'_i ——间歇入渗砂壤土(含砂层内)对应的水分运动参数

间歇入渗使土壤产生周期性的吸湿-脱湿的现象,在此过程中,地表会逐渐形成一层薄薄的致密层,具有减渗作用,一方面,土壤表面致密层的形成引致 K_s 值发生改变,另一方面,土壤含水率因供水周期的初始含水率分布不同也会使土壤入渗特性发生变化,由式(3)可看出,各供水周期内的初始含水率剖面分布的变化影响主要取决于对应不同埋深 z 下的 θ'_{si} 、 θ'_{ri} 、 φ'_{bi} 、 n'_i 值,但由于试验条件有限,特别是第 2 供水周期及以后的水分运动参数无法通过试验方法准确测定,可利用实测土壤含水率剖面分布数据,采用 Hydrus - 1D 中的 Inverse 反推模块均可以得到各供水阶段对应的土壤水分特征参数(θ'_{si} 、 θ'_{ri} 、 φ'_{bi} 、 n'_i 、 K_{si}),并结合式(7)、(11)、(15)即可求解各供水周期对应的 z_f 、 I 与 t 之间的数值解。

2.4 参数确定

2.4.1 水分运动方程

假定土壤为均质、各向同性的多孔介质,忽略温度与土壤中的气相对土壤水分的影响,不考虑根系吸水与源汇项。考虑到研究饱和-非饱和流动问题,在直角坐标系对垂直积水入渗的水分运动数学模型以负压水头 h 作为基本方程因变量,其中,模拟过程中的土壤水力特征参数选择 BROOK - COREY (B - C)^[6] 模型,其表达形式见式(2)。控制方程 Richards 方程为

$$C(h) \frac{\partial h_f}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h_f}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h_f)}{\partial z} \quad (19)$$

式中 $C(h)$ ——比水容重, cm^{-1}

h_f ——土壤吸力, cm

2.4.2 初始条件与边界条件

取地表为零基准面,坐标轴(z 轴)向上为正。模拟剖面水流模型可概化为:大气蒸散量、降水入渗量取零。孙西欢等^[23]、王志涛等^[24]研究表明,压力水头在 0 ~ 10 cm 之间对累计入渗量的影响较小;另一方面,为达到短时间内及时排空土柱表面积水,避免因表面积水排出时间过长影响间歇阶段脱失过程的进行。故确定上边界定压力水头供水 h_g 为 2.5 cm;间歇停止时,上边界定通量边界 q 为 0。下

边界为负压水头,始终为0。模拟区域为: $Z_0 \leq z \leq 0$,其中地下水埋深 Z_0 为 -150 cm。模拟供水时间 t_{on} 为 40 min,循环率 r 为 $1/2$,周期数 i 为 3 。

第1周期供水阶段:

初始条件为

$$h(z, t) = h(z, t_{G1}) = h_{G1}(z) \quad (Z_0 \leq z \leq 0, t = t_{G1} = 0) \quad (20)$$

上边界条件为

$$h(z, t) = h(t_{G1}) = h_G \quad (z = 0, 0 < t_{G1} \leq t_{on}) \quad (21)$$

下边界条件为

$$h(z, t) = h_b(Z_0, t_{G1}) = h_b \quad (z = Z_0) \quad (22)$$

第1周期间歇阶段:

初始条件为

$$h(z, t) = h(z, t_{J1}) = h_{J1}(z) \quad (Z_0 \leq z \leq 0, t_{J1} = t_{on}) \quad (23)$$

上边界条件为

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = q \quad (z = 0, t_{on} < t_{J1} \leq t_c) \quad (24)$$

下边界条件为

$$h(z, t) = h_b(Z_0, t_{J1}) = h_b \quad (z = Z_0) \quad (25)$$

第 i 周期($i=2,3$)供水阶段:

初始条件为

$$h(z, t) = h(z, t_{Gi}) = h_{Gi}(z) \quad (Z_0 \leq z \leq 0, t_{Gi} = 0) \quad (26)$$

上边界条件为

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = q \quad (z = 0, 0 < t_{Gi} \leq t_{on}) \quad (27)$$

下边界条件为

$$h(z, t) = h_b(Z_0, t_{Gi}) = h_b \quad (z = Z_0) \quad (28)$$

第 i 周期($i=2,3$)间歇阶段:

初始条件为

$$h(z, t) = h(z, t_{Ji}) = h_{Ji}(z) \quad (Z_0 \leq z \leq 0, t_{Ji} = t_{on}) \quad (29)$$

上边界条件为

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = q \quad (z = 0, t_{on} < t_{Ji} \leq t_c) \quad (30)$$

下边界条件为

$$h(z, t) = h_b(z_0, t_{Ji}) = h_b \quad (z = Z_0) \quad (31)$$

式中 $h_{G1}(z)$ ——第1周期剖面初始土壤吸力, cm
 $h_{J1}(z)$ ——第1周期供水结束时剖面土壤吸力, cm
 $h_{Gi}(z)$ ——第 $i-1$ 周期间歇阶段结束时剖面土壤吸力, cm

$h_{Ji}(z)$ ——第 i 周期供水阶段结束时剖面土壤吸力, cm

h_b ——地下水埋深处土壤吸力, cm

$h_b(t)$ ——随时间变化的地下水埋深处土壤吸力, cm

t_{J1}, t_{G1} ——第1周期间歇阶段停水持续时间和第1周期供水阶段供水持续时间, min

t_c ——周期时间, min

2.4.3 数值求解方法

Hydrus-1D模型^[25-26]主要用于变量饱和和多孔介质的水流和溶质运移。本文以各供水周期的土壤含水率剖面实测数据作为输入项,结合Hydrus-1D模型自带的Inverse反推模块,采用Levenberg-Marquardt迭代(LM算法)反推最优土壤水分运动参数,当压力水头允许偏差小于 0.1 cm,且土壤含水率容许偏差小于 0.001 cm³/cm³时,迭代结束,便得到各供水周期内的土壤水分运动参数最优解。模拟时段按间歇入渗周期进行设定。采用变时间步长划分方法,设定初始时间为 0 min,进一步调整模拟时间步长,本文设定时间最小步长为 0.001 min,最大步长为 0.005 min。

3 结果与分析

3.1 模型验证

3.1.1 稳渗率的确定

对于式(16)中稳渗率的适用性可通过秦王川壤土^[13]及甘肃西峰土^[27]上层土壤饱和导水率、砂层厚度、压力水头和砂土 φ_b 值对其稳渗率 q^* 和 S'_f 进行检验,并与实测值进行对比,对比结果见表2。可以看出:将式(15)与式(16)结合可求得稳渗率,计算结果与实测值一致性良好,稳渗率相对误差基本在 $\pm 8\%$ 以内,平均相对误差仅为 2.05% , S'_f 平均相对误差也仅为 3.49% ,说明模型能有效地描述连续入渗夹砂层土壤稳渗率和 S'_f 的变化。当湿润锋穿过含砂层再次进入到壤土时,根据壤土质地基本特性,下层壤土远比砂层薄膜水的持水量大,另一方面,根据陈建生等^[28]对黄土夹砂层的持水机制研究结果发现,相同体积中砂层的过水断面面积仅是黄土层的 $1/100$,导致砂-土介质突变界面处形成上小下大的过水断面面积,就湿润锋变化而言,虽然下层壤土基质水吸力较大,过水断面面积比砂层大,且有较强的持水能力,但就入渗性质而言,进入到下层壤土层的入渗速率完全受含砂层中的水分运动特性的影响,即入渗速率应与上层含砂层稳渗率 q^* 一致,限制了水分向下入渗的能力,壤土对上层含砂层的

水分吸持能力将会因砂层稳渗率较小无法快速下渗,最终导致单位时间内湿润锋运移速度持续降

低^[29],因此当湿润锋面再次进入到壤土时,湿润锋运移速度将持续减小。

表 2 稳渗率实测值与简化模型计算值比对

Tab. 2 Comparison of steady infiltration rate between measured and calculated values

上层土壤	砂层埋深/ cm	压力水头/ cm	进气 值倒数 α/cm^{-1}	上层饱和 导水率/ $(\text{cm}\cdot\text{min}^{-1})$	含砂层土壤水吸力		相对 误差/ %	稳渗率 $q^*/$ $(\text{cm}\cdot\text{min}^{-1})$		相对 误差/ %
					计算值	参考值		实测值	计算值	
秦王川壤土	15	5	0.146	0.005 3	4.13			0.007 9	0.008 1	-2.53
	20				4.00			0.007 4	0.007 3	1.35
	25				3.27			0.006 6	0.006 7	-1.52
	30				2.54			0.006 4	0.006 3	1.56
	35				2.40			0.006 3	0.006 1	3.17
	40				1.87			0.006 1	0.005 9	3.28
甘肃西峰土	15	4	0.605	0.167 0	34.89	30.08	13.79	0.546 4	0.569 9	-4.30
	25				34.19	34.65	-1.36	0.425 2	0.400 9	5.71
	30				33.65	35.29	-4.87	0.385 7	0.357 7	7.26
	35				27.97	26.72	4.46	0.313 6	0.303 5	3.22
	50				28.40	26.84	5.49	0.270 0	0.261 4	3.19
	60				19.60	18.92	3.45	0.230 8	0.221 0	4.25

3.1.2 土壤水分运动参数的确定

利用 Hydrus - 1D 对基于 Brook - Corey 模型下的均质土和层状土各供水周期对应的土壤水分运动参数 θ_r 、 θ_s 、 α ($\alpha = 1/\varphi_b$)、 n 值进行求解,最终得到各供水周期间歇入渗土壤水分运动参数,见表 3。由方差分析结果可以看出,层状土间歇入渗过程中的粉壤土与均质土间歇入渗过程中的土壤水分运动参

数基本一致,其滞留土壤含水率 θ_r 和土壤形状系数 n 值随周期数变化的差异性均不明显 ($P > 0.05$),但饱和土壤含水率 θ_s 、进气吸力及饱和导水率 K_s 均随周期数改变呈极显著性差异 ($P < 0.01$),相比均质土,砂壤土(含砂层)仅对进气吸力随周期数的变化呈极显著性差异 ($P < 0.01$),而对其他参数的影响差异性均不显著 ($P > 0.05$)。

表 3 入渗阶段 Brooks - Corey 模型参数模拟值

Tab. 3 Parameter simulation value of Brooks - Corey model in infiltration stage

结构 类型	土壤 质地	周期数 i	$\theta_r/$ $(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\theta_s/$ $(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	φ_b/cm	n	$K_s/$ $(\text{cm}\cdot\text{min}^{-1})$
层状土	粉壤土	1	0.057 5 ^a	0.479 0 ^a	58.80 ^c	0.204 2 ^a	0.022 6 ^a
		2	0.057 6 ^a	0.453 1 ^b	169.65 ^b	0.215 0 ^a	0.007 2 ^b
		3	0.057 4 ^a	0.431 7 ^c	278.09 ^a	0.217 4 ^a	0.001 7 ^c
	方差分析		$P = 0.069$	$P = 4.99 \times 10^{-6} **$	$P = 1.49 \times 10^{-22} **$	$P = 0.952$	$P = 4.30 \times 10^{-26} **$
	砂壤土	1	0.026 5 ^a	0.446 ^c	11.148 ^c	0.220 ^a	0.022 1 ^a
		2	0.026 8 ^a	0.448 ^b	14.750 ^b	0.223 ^a	0.022 0 ^a
3		0.026 4 ^a	0.449 ^a	16.260 ^a	0.227 ^a	0.021 0 ^a	
方差分析		$P = 0.835$	$P = 0.815$	$P = 8.55 \times 10^{-9} **$	$P = 0.057$	$P = 0.891$	
均质土	粉壤土	1	0.055 5 ^a	0.431 7 ^c	59.20 ^c	0.192 ^a	0.021 8 ^a
		2	0.055 1 ^a	0.452 5 ^b	172.65 ^b	0.191 6 ^a	0.007 7 ^b
		3	0.056 2 ^a	0.480 1 ^a	281.13 ^a	0.197 ^a	0.001 7 ^c
	方差分析		$P = 0.057$	$P = 8.59 \times 10^{-7} **$	$P = 2.14 \times 10^{-23} **$	$P = 0.897$	$P = 3.71 \times 10^{-25} **$

注:同一列数据后不同小写字母表示不同周期数的差异显著; **表示 $p < 0.01$ 水平上差异极显著。

为了验证估算的土壤水分运动参数是否符合实际,将参数代入式(15)计算出各供水周期内湿润锋进入砂层时的 S_f 值,即 $S_f = S'_f$ 时,并将 S'_f 代入式(16)求得各周期稳渗率 q^* 。计算结果见表 4。可以看出,不同供水周期的稳渗率计算值与实测值

之间差异较小,相对偏差范围均在 -2% ~ 8% 之间,基本满足要求。

利用式(7)、(16)、(18)分别将均质土及层状土的各周期内累计入渗量计算值和实测值对比,并将基于电容充电理论模拟计算的入渗量同时与实测值

表 4 供水周期稳渗率实测值与模型计算值对比

Tab.4 Comparison of steady infiltration rate between measured and calculated values in each cycle

周期数	上层饱和导水率/ ($\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$)	压力水头/ cm	S_f / cm	稳渗率 q^* / ($\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$)		相对偏差/ %
				计算值	实测值	
1	0.022 60	2.5	17.54	0.042 8	0.039 5	7.92
2	0.007 10	2.5	22.99	0.015 3	0.015 6	-1.68
3	0.001 72	2.5	25.00	0.003 9	0.003 8	2.08

进行对比,结果如图 2、3 所示。图 2 为均质土第 1、第 2、第 3 供水周期基于 Brook - Covey 结合 Green - Ampt 模型(简称为 BC - GA 模型)计算的入渗量和

基于电容充电理论模型计算的人渗量和实测值对比图,图 3 为层状土第 1、第 2、第 3 供水周期基于 BC - GA 模型计算的入渗量和基于电容充电模型计算的入渗量与实测值对比图。

由图 2、3 可看出,两个人渗模型对均质土和层状土计算的入渗量与实测值的变化趋势基本一致,BC - GA 模型与电容充电模型计算的入渗量相比,整体更接近于实测值。进一步给出了两种方法的计算值与实测值对比结果。图 4a 表示基于 BC - GA 模型计算值与实测值之间的对比,图 4b 表示基于电容充电模型拟合值与实测值之间的对比。

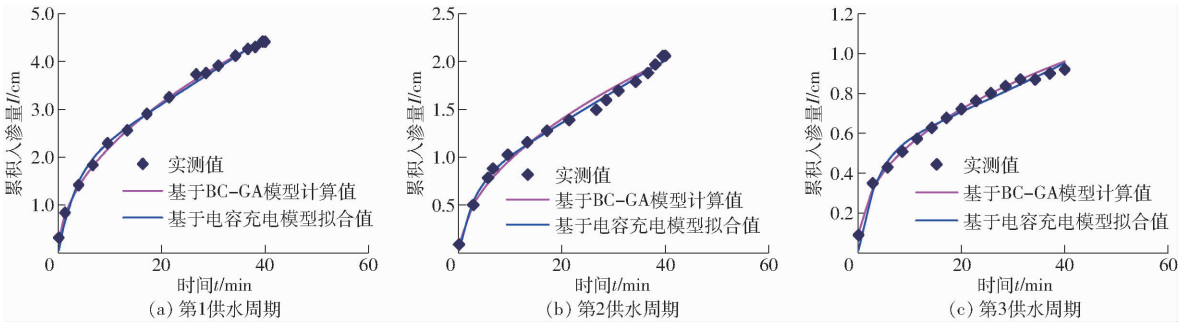


图 2 均质土各供水周期入渗量变化

Fig.2 Changes of infiltration with time of homogenous soil under all water supply cycle

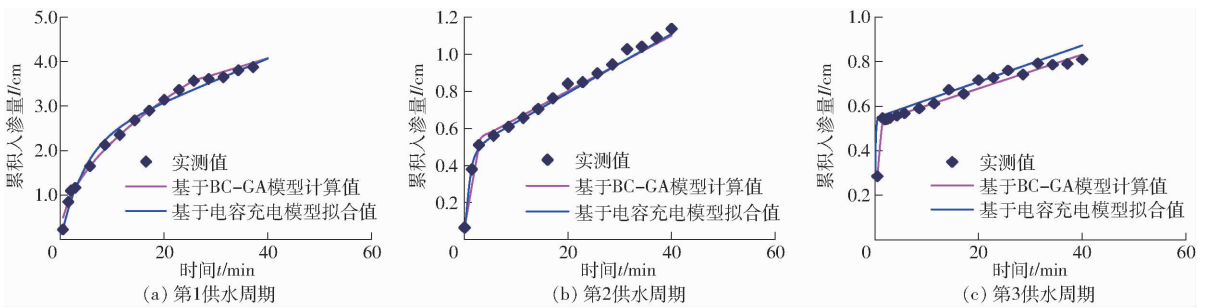


图 3 层状土各供水周期入渗量变化

Fig.3 Changes of infiltration with time of layered soil under all water supply cycle

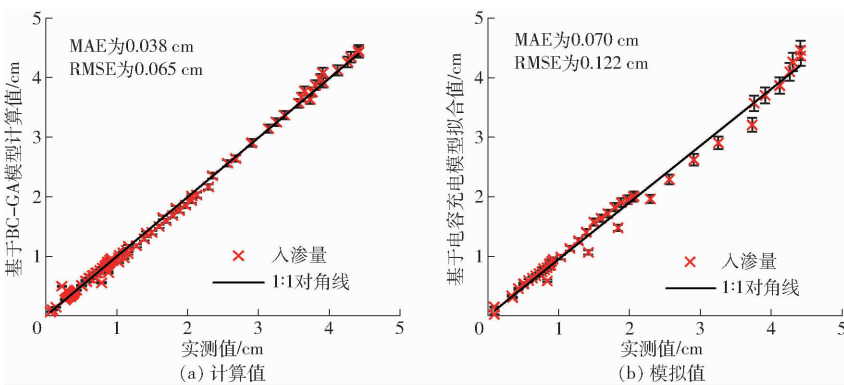


图 4 入渗量计算值、模拟值与实测值对比

Fig.4 Comparison of calculated, simulated and measured infiltration volumes

从不同模型对比结果可以看出,根据 BC - GA 模型模拟的入渗量与实测值相比,其决定系数 R^2 为 0.993,相应平均绝对误差 MAE 为 0.038 cm,均方根

误差 RMSE 为 0.065 cm,而根据电容充电模型拟合的入渗量计算值与实测值相比,其决定系数 R^2 也达到 0.973,相应平均绝对误差 MAE 为 0.070 cm,均

方根误差 RMSE 为 0.122 cm,说明不论均质土还是层状图,两种模型均可以定量地反映波涌畦灌间歇入渗实际入渗量随时间变化规律,但与电容充电入渗模型相比,BC-GA 模型更接近于实际情况,虽然基于 BC-GA 模型拟合度较高,但取决于 Hydrus-1D 反推迭代的好坏,特别是在模拟过程中,对土柱离散步长还有时间离散步长的选取是提高 BC-GA 模型估算精度的关键。

图 5 为基于 BC-GA 模型湿润锋运移距离随时间变化计算值。可以看出,与均质土相比,在湿润锋运移到含砂层上边界之前,属于均质土自由入渗阶段,因此湿润锋运移距离随时间变化规律应与均质

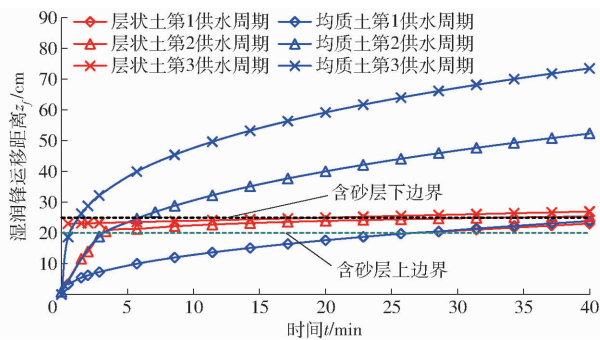


图 5 层状土与均质土各供水周期湿润锋计算值对比

Fig.5 Comparison of wetting front calculated values between layered soil and homogeneous soil in each water supply cycle

表 5 各供水周期湿润锋到达土层界面的时间及对应累积入渗量

Tab.5 Time and cumulative infiltration when wetting front reached interface of layers under each water cycle

周期数	含砂层上边界		I_1/cm	含砂层下边界		I_2/cm	$\frac{\Delta I}{\Delta t}$
	z_1/cm	t_1/min		z_2/cm	t_2/min		
1	20	25.710	3.570	25	未穿过	未穿过	
2	20	3.360	0.554	25	28.570	0.929	0.015 3
3	20	已穿过	已穿过	25	17.140	0.342	

注：“已穿过”代表供水周期开始时的湿润锋运移位置大于含砂层上边界或下边界；“未穿过”代表供水周期结束时的湿润锋运移位置小于含砂层上边界或下边界。

稳渗率和含砂层土壤水吸力计算值。可以看出,随着周期数的增加,各供水周期初始土壤含水率分布随周期数的增加逐渐增大,其剖面土壤水分分布整体越接近饱和状态,且下一供水周期初期湿润锋面运移路径,均需再次经过上一供水周期湿润锋面运移的相同入渗土壤孔隙路径,当经过相同路径时,土壤颗粒之间的含水率较上一供水周期大,运移速度更快,相应湿润锋面处的 S'_f 值更大,湿润锋面运移距离增加。

根据式(16)可看出,虽然 S'_f 增大,但稳渗率不仅取决于 S'_f ,而且还取决于 $K'(\theta_s)$,两者共同作用决定了稳渗率 q^* 的大小,与第 1 供水周期相比,第 2、第 3 供水周期的上层饱和和导水率较第 1 供水周期的减小幅度达到 68.57%~92.30%,同样,第 2、第 3

土基本一致,当湿润锋运移距离达到含砂层上边界时,因阻渗作用提前达到稳渗状态,湿润锋运移距离陡然减小,周期数越大,与均质土湿润锋运移距离差距越大,当达到第 2、第 3 供水周期时,层状土湿润锋面运移距离均未超过 30 cm,而均质土相同供水周期的运移距离分别达到 51 cm 和 73.5 cm,说明层状土间歇入渗可显著抑制湿润锋运移距离的发展。

为对比层状土不同供水周期对含砂层的入渗特征影响,将各周期湿润锋到达和穿过夹层界面的时间和累积入渗量列于表 5。可以看出,到达含砂层上边界所经历的时间 t_1 随周期数的增大逐渐减小,到达含砂层下边界所经历的时间 t_2 同样随周期数的增大逐渐减小,结合图 2、3 和表 5 可以看出,湿润锋面运移距离由含砂层上边界到达含砂层下边界所经历的历时 ($\Delta t = t_2 - t_1$) 随着周期数的增加显著减小,对应的累积入渗量变化量 ($\Delta I = I_2 - I_1$) 同时也减小。

3.2 模型应用

通过试验资料分析与理论分析,将应用模型计算不同含砂层埋深(5、20、25 cm)土壤间歇入渗特性并进行对比分析,含砂层厚度统一为 5 cm,分别计算各处理各供水周期内的对应湿润锋运移距离和累积入渗量。表 6 为含砂层埋深条件下各入渗周期的

供水周期的 S'_f 相较于第 1 供水周期的增加幅度仅为 30.00%~42.10%,为了能够反映参数随肥液浓度变化的变异程度,采用变异系数进行判定:当 $C_v < 10\%$,为弱变异性, $10\% \leq C_v < 100\%$ 为中等变异性, $C_v \geq 100\%$ 为强变异性,对应的上层饱和和导水率随周期数改变的变异系数 C_v 为 89.63%, S'_f 值的变异系数 C_v 随周期数改变仅为 15.28%,可以看出,两者随周期数的变化均属于中等变异,其中上层饱和和导水率随周期数的增加在确定层状土稳渗率时应占主导因素,湿润锋面土壤水吸力占次要因素。

为对比不同含砂层埋深对供水周期内间歇入渗的变化特性,将各供水周期不同含砂层埋深的湿润锋到达和穿过夹层界面的时间和累积入渗量列于表 7。

表6 各入渗周期不同含砂层埋深对应的稳渗率

Tab.6 Steady infiltration rate of each supply water cycle under different sand buried depths

层状土埋深/ cm	含砂层厚度/ cm	周期数	上层饱和导水率 $K_s / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	压力水头/ cm	含砂层土壤 水吸力 S'_f / cm	稳渗率 $q^* /$ $(\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	备注
15	5	1	0.022 59	2.5	17.57	0.050 2	均质土
20	5		0.022 59	2.5	17.55	0.042 9	
25	5		0.022 59	2.5	17.53	0.042 9	
15	5	2	0.007 10	2.5	23.03	0.018 2	
20	5		0.007 10	2.5	22.99	0.015 3	
25	5		0.007 10	2.5	22.95	0.013 6	
15	5	3	0.001 72	2.5	25.06	0.004 6	
20	5		0.001 72	2.5	25.00	0.003 9	
25	5		0.001 72	2.5	24.93	0.003 6	

表7 不同含砂层埋深处理供水周期湿润锋到达土层界面的时间及对应累积入渗量

Tab.7 Time and cumulative infiltration when wetting front reached interface of layers under different sand buried depths in each cycle

不同埋深/ cm	含砂层 厚度/cm	周期数	含砂层上边界 z_1 / cm	t_1 / min	I_1 / cm	含砂层下边界 z_2 / cm	t_2 / min	I_2 / cm	$\frac{\Delta I}{\Delta t}$
15 ~ 20	5	1	15	14.29	2.64	20	未穿过	未穿过	0.015 3
		2	15	已穿过	已穿过	20	11.43	0.59	
		3	15	已穿过	已穿过	20	0.50	0.245	
20 ~ 25	5	1	20	25.71	3.57	25	未穿过	未穿过	
		2	20	3.36	0.55	25	28.57	0.929	
		3	20	已穿过	已穿过	25	17.14	0.342	
25 ~ 30	5	1	25	未穿过	未穿过	30	未穿过	未穿过	
		2	25	4.81	0.66	30	未穿过	未穿过	
		3	25	1.00	0.28	30	25.71	0.371 3	

由表7可看出,相同供水周期内,无论是含砂层上边界还是下边界,到达对应边界位置的时间随着埋深的增加呈滞后的趋势,即埋深越深,到达上、下边界所需时间越久,第1供水周期,埋深15、20 cm在供水周期时间内均已穿过含砂层上边界,但25 cm并未到达含砂层上边界 z_1 ,因此含砂层水分未发生改变。但3个埋深水平在供水周期时间内均未穿过含砂层下边界 z_2 ;当达到第2供水周期时,到达含砂层上、下边界的历时时间要比第1供水周期的显著缩短,仅埋深25 cm入渗结束时未达含砂层下边界;当达到第3供水周期时,3个埋深水平均穿

过含砂层上边界和下边界,且历时时间最短。

根据BC-GA模型计算结果,图6为不同含砂层埋深下间歇入渗的湿润锋转移距离随时间变化关系对比图,图7为不同含砂层埋深下间歇入渗的累积入渗量随时间变化关系对比图。可以看出,相同含砂层埋深条件下,随着周期数的增加,层状土整体湿润锋转移距离随之增大,不同的是当供水周期结束时,不同含砂层埋深之间的湿润锋转移相对距离对比差异性变化随周期数的增加而逐渐减小,当达到第3供水周期结束时,不同含砂层埋深处理之间的湿润锋转移距离分别达到27.96 cm(埋深为25 cm)、

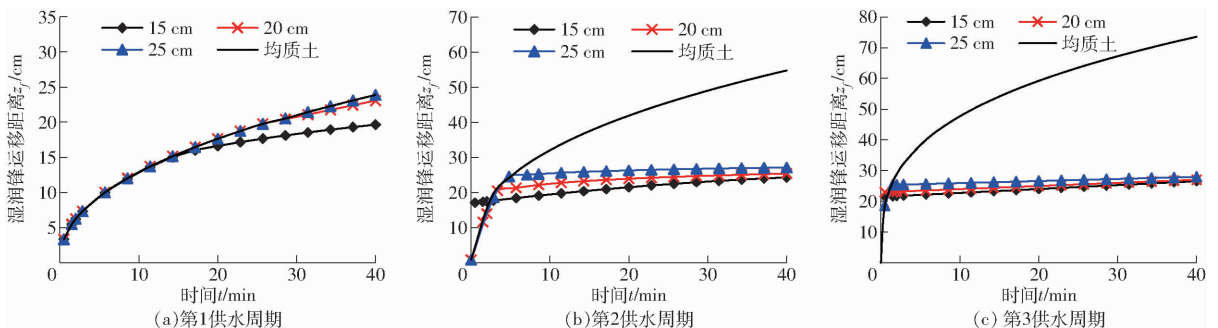


图6 各供水周期湿润锋转移距离变化

Fig.6 Variation of distance of wetting front with time under all water supply cycle

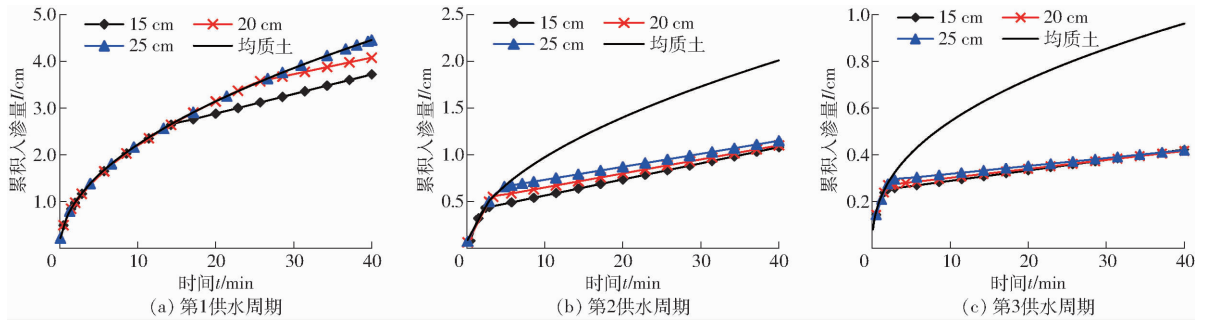


图 7 各供水周期累积入渗量变化

Fig. 7 Variation of infiltration with time under all water supply cycle

27.03 cm(埋深为 20 cm)、26.55 cm(埋深为 15 cm),含砂层埋深越浅,湿润锋运移距离越小。

相对于湿润锋,不论是均质土还是层状土,相同埋深条件下的累积入渗量整体随着周期数的增加而增大,而相同周期内,含砂层埋深越浅,其累积入渗量越小,当达到第 3 供水周期结束时,不同埋深下的累积入渗量基本接近平均值 0.42 cm,差异不明显,说明在周期数和含砂层埋深两者共同影响下,当周期数不大时,埋深不同对累积入渗量差异性影响明显,当第 3 供水周期结束时,由于含砂层埋深导致的累积入渗量的差异性基本不大,含砂层埋深对累积入渗量差异性影响较小。

3 结论

(1)将层状土间歇入渗过程分为两阶段描述,即自由入渗和稳定入渗,建立了层状土间歇入渗各供水周期内入渗量与时间变化的函数关系,不论均质土还是层状土,拟合后的决定系数均高于 0.97,均方根误差均在 0.13 cm 以内,符合实际情况。

(2)通过理论分析,结合 Brook - Corey 和 Green - Ampt 两模型共同建立了基于地下水浅埋影响下的层状土(均质土)间歇入渗模型,推导出各供水周期湿润锋面处水吸力与湿润锋运移深度的函数关

系式,并求得层状土各供水周期穿过含砂层时的稳渗率,通过与实测值对比验证,表明所建立模型和求解方法适用于描述波涌畦灌层状土间歇入渗过程。

(3)在周期数和含砂层埋深共同影响下,周期数增加,相同埋深下的累积入渗量越小,而湿润锋运移距离越大;随着含砂层埋深的增加,相同周期内穿过含砂层历时时间越久,对应的累积入渗量计算值越大,当达到第 3 供水周期结束时,含砂层埋深的不同对其湿润锋运移距离和累积入渗量变化差异性影响不如第 1、第 2 供水周期结束时明显,因此周期数越大,含砂层埋深对其湿润锋运移距离及累积入渗量的影响越不明显。

(4)由于试验数据在室内理想环境下得到,且层状土间歇入渗水头为静水水头入渗,而实际大田土壤质地更为复杂,灌溉时灌溉水流始终处于流动推进状态,传统估算入渗量和湿润锋运移距离不易观测,且估算方法费时费力。可将观测点不同时刻土壤剖面含水率分布与 Hydrus - 1D 反推模块相结合,间接求得层状土间歇入渗不同供水周期土壤入渗水分运动参数,并通过 BC - GA 模型估算出各供水周期的入渗量和湿润锋运移距离,为波涌灌技术的应用提供理论依据。

参 考 文 献

- GOLDHAMER D A, ALEMI M H, PHENE R C. Comparison of surge and continuous flow irrigation in California[J]. Journal of Non-Crystalline Solids, 2015, 38(2): 673 - 678.
- KILLEN M A, SLACK D C. Green-Ampt—model to predict surge irrigation phenomena[J]. Journal of Irrigation & Drainage Engineering, 2015, 113(4): 575 - 584.
- 费良军,王文焰. 浑水波涌畦灌特性试验研究[J]. 西安理工大学学报, 1998, 14(4): 13 - 18.
FEI Liangjun, WANG Wenyan. Experimental study on surge flow border irrigation characteristics with muddy water[J]. Journal of Xi'an University of Technology, 1998, 14(4): 13 - 18. (in Chinese)
- BOUWER H. Infiltration of water into nonuniform soil[J]. Peoe. ASCE, 1969, 15(IR4): 451 - 462.
- 傅渝亮,费良军,聂卫波,等. 波涌灌间歇入渗饱和-非饱和土壤水分运动数值模拟及试验[J]. 农业工程学报, 2015, 31(2): 66 - 71.
FU Yuliang, FEI Liangjun, NIE Weibo, et al. Numerical simulation and experiment of soil moisture movement in saturated-unsaturated soil under surge irrigation [J]. Transactions of the CSAE, 2015, 31(2): 66 - 71. (in Chinese)
- BROOKS R H, COREY A T. Properties of porous media affecting fluid flow[J]. Proc. ASCE, 1996, 92(2): 6188.
- 刘贤超,康绍忠. 连续与间歇积水入渗对比试验研究[J]. 水科学进展, 1999(1): 54 - 59.
LIU Xianzhao, KANG Shaozhong. Contrast experimental research on continuous and intermittent infiltration under ponded

- conditions[J]. *Advances in Water Science*, 1999(1): 54 - 59. (in Chinese)
- 8 汪志荣,王文焰,张建丰. 波涌畦灌入渗规律及数值模拟[J]. *水利学报*, 1995, 26(1): 75 - 80, 7.
WANG Zhirong, WANG Wenyan, ZHANG Jianfeng. Infiltration law and numerical simulation of surge flow irrigation [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1995, 26(1): 75 - 80, 7. (in Chinese)
- 9 SHIN Y, MOHANTY B P, INES A M. Soil hydraulic properties in one-dimensional layered soil profile using layer-specific soil moisture assimilation scheme[J]. *Water Resources Research*, 2012, 48: 1 - 15.
- 10 吉恒莹,邵明安,贾小旭. 水质对层状土壤入渗过程的影响[J/OL]. *农业机械学报*, 2016, 47(7): 183 - 188. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view_abstract.aspx?flag=1&file_no=20160725&journal_id=jcsam. DOI: 10. 6041/j. issn. 1000-1298. 2016. 07. 025.
JI Hengying, SHAO Ming'an, JIA Xiaoxu. Effects of water quality on infiltration of layered soils[J/OL]. *Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery*, 2016, 47(7): 183 - 188. (in Chinese)
- 11 MOHAMMADZADEH-HABILI J, HEIDARPOUR M. Application of the Green - Ampt model for infiltration into layered soils[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 527(12): 824 - 832.
- 12 吴奇凡,樊军,杨晓莉,等. 晋陕蒙接壤区露天矿层状土壤水分入渗特征与模拟[J]. *土壤学报*, 2015, 52(6): 1280 - 1290.
WU Qifan, FAN Jun, YANG Xiaoli, et al. Experiment and simulation of infiltration from layered soils in open pit mine in Jin - Shaan - Meng adjacent region[J]. *ACTA Pedologica Sinica*, 2015, 52(6): 1280 - 1290. (in Chinese)
- 13 范严伟,赵文举,王昱,等. 夹砂层土壤 Green - Ampt 入渗模型的改进与验证[J]. *农业工程学报*, 2015, 31(5): 93 - 99.
FAN Yanwei, ZHAO Wenju, WANG Yu, et al. Improvement and verification of Green - Ampt model for sand-layered soil[J]. *Transactions of the CSAE*, 2015, 31(5): 93 - 99. (in Chinese)
- 14 WANG C, MAO X, HATANO R. Modeling ponded infiltration in fine textured soils with coarse interlayer[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2014, 78(3): 745 - 753.
- 15 李毅,任鑫, HORTON R. 不同质地和夹层位置对层状土入渗规律的影响[J]. *排灌机械工程学报*, 2012, 30(4): 485 - 490.
LI Yi, REN Xin, HORTON R. Influence of various soil textures and layer positions on infiltration characteristics of layered soils [J]. *Journal of Drainage and Irrigation Machinery Engineering*, 2012, 30(4): 485 - 490. (in Chinese)
- 16 王丁. 层状土壤波涌灌间歇入渗氮素运移及对地下水环境影响试验研究[D]. 西安:西安理工大学, 2009.
WANG Ding. Experiment study on nitrate transport and affections on groundwater environment under intermittent infiltration of surge irrigation in layered soil[D]. Xi'an: Xi'an University of Technology, 2009. (in Chinese)
- 17 MORADI A B, CARMINATI A, VETTERLEIN D, et al. Three-dimensional visualization and quantification of water content in the rhizosphere[J]. *New Phytologist*, 2011, 192(3): 653 - 663.
- 18 马东豪,张佳宝,黄平. 确定 Brooks - Corey 土壤水力特性模型参数的垂直入渗方法[J]. *水科学进展*, 2011(2): 235 - 241.
MA Donghao, ZHANG Jiabao, HUANG Ping. Determination of Brooks - Corey soil hydraulic parameters through vertical infiltration experiments[J]. *Advances in Water Science*, 2011(2): 235 - 241. (in Chinese)
- 19 秦军. Runge - Kutta 法在求解微分方程模型中的应用[D]. 合肥:安徽大学, 2010.
QIN Jun. Runge - Kutta numerical methods and applications to differential equation models[D]. Hefei: Anhui University, 2010. (in Chinese)
- 20 MEIN L G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. *Water Resources Research*, 1973, 9(2): 384 - 394.
- 21 MOORE I D, EIGEL J D. Infiltration into two-layered soil profiles[J]. *Transactions of the ASAE*, 1981, 24(6): 1496 - 1503.
- 22 张建丰. 黄土区层状土入渗特性及其指流的实验研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学, 2004.
ZHANG Jianfeng. Experimental study on infiltration characteristics and finger flow in layer soils of the loess area[D]. Yangling: Northwest A&F University, 2004. (in Chinese)
- 23 孙西欢,马娟娟,郭向红. 压力水头对土壤累积入渗量的影响及机理分析[C]//现代节水高效农业与生态灌区建设(上), 2010: 661 - 667.
- 24 王志涛,缴锡云,韩红亮,等. 土壤垂直一维入渗对 VG 模型参数的敏感性分析[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2013, 41(1): 80 - 84.
WANG Zhitao, JIAO Xiyun, HAN Hongliang, et al. Sensitivity analysis of VG model parameters with vertical one-dimensional soil infiltration [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2013, 41(1): 80 - 84. (in Chinese)
- 25 BLAIR A, SMERDON E. Modeling surge irrigation infiltration [J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 1987, 113(4): 497 - 515.
- 26 EBRAHIMIAN H, LIAGHAT A, PARSINEJAD M, et al. Simulation of 1D surface and 2D subsurface water flow and nitrate transport in alternate and conventional furrow fertigation[J]. *Irrigation Science*, 2013, 31(3): 301 - 316.
- 27 王文焰,张建丰,汪志荣,等. 砂层在黄土中的减渗作用及其计算[J]. *水利学报*, 2005, 36(6): 650 - 655.
WANG Wenyan, ZHANG Jianfeng, WANG Zhirong, et al. Infiltration reduction effect of sand layer in loess[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2005, 36(6): 650 - 655. (in Chinese)
- 28 陈建生,张健,詹沪成,等. 黄土夹砂层的持水机制[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2016, 44(5): 412 - 417.
CHEN Jiansheng, ZHANG Jian, ZHAN Lucheng, et al. Water-holding mechanism of sand layer in loess[J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2016, 44(5): 412 - 417. (in Chinese)
- 29 张建丰,王文焰,贾中华. 具有砂质夹层的土壤连续函数入渗模型[J]. *水土保持学报*, 2007, 21(4): 94 - 97.
ZHANG Jianfeng, WANG Wenyan, JIA Zhonghua. A continuous INF iltration model for soil interlayered with sand[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2007, 21(4): 94 - 97. (in Chinese)