

DOI: 10.11779/CJGE201805016

离子型稀土原地浸矿注液孔周含水率分布的计算模型

王观石^{1,2}, 赖远明¹, 龙平³, 胡世丽², 洪本根³, 桂勇³

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 江西理工大学建筑与测绘工程学院, 江西 赣州 341000;

3. 江西理工大学资源与环境工程学院, 江西 赣州 341000)

摘要: 考虑注液孔内积水产生的压力水头在土体中的传递, 建立了积水条件下的一维垂直入渗的基本方程; 将实测的饱和导水率等效为孔底一维入渗的饱和导水率, 采用积水条件一维垂直入渗的基本方程计算注液孔孔底中心垂向的含水率分布; 假设入渗过程中形成的湿润锋簇上的含水率增量相等, 根据累积注液量等于湿润体内的水分增加量, 确定湿润锋簇中各湿润锋的位置, 结合注液孔孔底中心垂向的含水率分布, 确定湿润体内含水率分布。在龙南足洞某稀土矿山选择一场地较平整的矿块进行单孔注液试验, 在注液孔周布置 4 个测点, 采用 FDS-100 水分传感器记录测点位置在入渗过程中不同时刻的含水率, 与模型的计算值进行比较, 结果发现, 4 个测点的实测值与计算值相关系数基本在 0.900 以上, 模型的计算误差均在 10% 以下, 满足工程误差要求, 说明此方法能较为准确的计算出注液孔内水分入渗过程及湿润体内含水率分布。

关键词: 离子型稀土; 原地浸矿; 注液孔; 含水率分布; 入渗模型

中图分类号: TD865; S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2018)05-0910-08

作者简介: 王观石(1977-), 男, 教授, 硕士生导师, 主要从事岩石动力学和渗流力学等方面的教学和科研。E-mail: wgsky010@126.com。

Calculation moisture content distribution around injection hole during in-situ leaching process of ion-adsorption rare earth mines

WANG Guan-shi^{1,2}, LAI Yuan-ming¹, LONG Ping³, HU Shi-li², HONG Ben-gen³, GUI Yong³

(1. Cold and Arid Regions Environment Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. School of Architectural and Surveying & Mapping Engineering, Jiangxi University of Science and Technology, Ganzhou 341000, China ;

3. School of Resources and Environmental Engineering, Jiangxi University of Science and Technology, Ganzhou 341000, China)

Abstract: Ponding in injection hole will generate pressure head in soil surface. Considering the transfer of the pressure head through the soil, a basic equation for one-dimensional vertical infiltration under ponding is developed. The measured saturated hydraulic conductivity is regarded to be equivalent to that of one-dimensional infiltration, and the distribution rules of moisture content along the vertical direction of the injection hole of the hole bottem is calculated by the basic equation for one-dimensional vertical infiltration under ponding. Assuming that the moisture content increment is equal in each wetting front which is formed during infiltration process, and according to that the cumulative liquid injection is equal to the moisture increment in the wetted region, each wetting front is obtained. Considering with the moisture content distribution along the vertical direction of the injection hole of the hole bottom, the moisture content distribution in the wetted region is determined. A smooth ore block in Zudong rare earth mine in China is chosen to perform single-hole injection tests, and 4 measuring points are arranged around the injection hole. During the infiltration process, the moisture contents at measuring points are recorded by FDS-100 moisture sensors. By comparing the values calculated by the proposed model with the test ones, it is found that the correlation coefficient between the calculated values and the requirements is satisfactory. During the infiltration process, the moisture content distribution in the wetted region is calculated accurately by the established model.

Key words: ion-adsorption rare earth; in-situ leaching mine; injection well; moisture content distribution; infiltration model

0 引言

南方离子型稀土的原地浸矿工艺是在稀土矿体区域内按照一定的孔网参数布置注液孔, 注液孔直径一

基金项目: 国家自然科学基金项目 (51664015, 41602311, 51264008)

收稿日期: 2017-02-23

般约为 0.2 m, 孔深为见矿 0.5~1.0 m。通过注液孔向矿体注入浸矿剂溶液, 使其与稀土离子发生交换反应, 再在注液孔注入上清液, 稀土离子进入上清液中形成浸出液, 浸出液从收液工程流出, 用沉淀剂沉淀浸出液中的稀土, 实现资源回收的目的^[1-3], 因此, 原地浸矿过程是一个浸矿剂迁移进入矿体、离子交换和稀土离子迁移流出地表的过程。现有的研究表明^[4-5], 原地浸矿的离子交换过程是可逆反应, 如果浸矿剂浓度达到某一临界值时, 反应过程非常快, 因此, 为提高稀土资源回收率和浸取速率, 就需要溶液在渗透过程中带入足够量的浸矿剂, 同时将稀土离子快速带出地表, 而这两个过程依赖于渗流速度。原地浸矿的渗流场的大部分区域处于非饱和状态, 对于非饱和矿体, 含水率是影响渗流速度的最关键因素。

浸矿剂由注液孔进入矿体的过程实质是浸矿剂在矿体中的入渗过程, 现有入渗模型主要有两种, 一种是在简化入渗过程的基础上提出的简化模型^[6], 其中具有明确物理意义的 Green-Ampt 模型^[7]应用最为广泛, 之后大量学者对 Green-Ampt 模型进行改进^[8], 取得了一系列优秀的成果, 拓展了 Green-Ampt 模型的适用范围, Chu 等^[9]考虑土体的初始含水率和饱和导水率的非均匀分布, 建立了成层土体的非稳定降雨入渗的 Green-Ampt 模型, 张杰等^[10]在分层假设和考虑空气阻力对入渗过程的影响下, 对 Green-Ampt 模型进行修正, 提高了 Green-Ampt 模型的计算精度, Chu^[11]建立了入渗边界为半球面的三维 Green-Ampt 模型, Sepaskhah 等^[12]通过试验验证了三维 Green-Ampt 模型的可行性。Green-Ampt 模型及其改进模型均是在湿润体内为饱和区域这一基本假设条件下建立的, 这一假设与实际入渗过程存在出入, 尤其对于饱和导水率较小的土体很难满足这一假设, 而且在这种假设条件下, Green-Ampt 模型及其改进无法分析湿润体内的含水率分布。另一种入渗模型就是采用数值方法解 Richards 方程, 张培文等^[13]采用有限元法解三维 Richards 方程, 模拟降雨过程中边坡内孔隙水压力的变化, 付建新等^[14]采用交替隐式差分法解二维 Richards 方程, 分析了降雨入渗过程中边坡内体积含水率的分布。采用数值方法分析整个矿山浸矿剂的入渗问题, 注液孔周的网格尺寸应在厘米尺度内, 整个矿山需要划分的网格单元数量十分庞大, 计算时长很长甚至出现无法计算的情况。

本文考虑注液孔内积水产生的压力水头在土体(离子型稀土矿体是一种富含稀土离子的土体)中的传递, 将实测的饱和导水率等效为一维入渗的饱和导水率, 计算注液孔孔底中心垂向的含水率分布, 基于注液孔的入渗水量等于孔周土体中含水率的增量建立

注液孔孔周含水率分布的计算模型, 该模型的优点是: 在划分少量网格单元的基础上计算湿润体内的含水率分布, 并通过现场试验验证该模型的有效性。

1 积水条件下的一维垂直入渗

1.1 积水条件下一维垂直入渗的分析方法

如图 1 所示, 一维土体表面有高度为 h_m 的积水, 水分在土体的入渗过程中, 某一时刻水分所达到的区域称为该时刻的湿润体, 水分未到达的区域称为初始含水率区, 湿润体与初始含水率区的交界处称为湿润锋。以土体表面为原点、垂直向下为正建立一维坐标系 (z 轴), 湿润体内 t 时刻、坐标 z 处的体积含水率(本文所说的含水率均指体积含水率)和总水头分别记为 $\theta(t, z)$ 和 $H(t, z)$, 含水率 $\theta(t, z)$ 和总水头 $H(t, z)$ 应满足一维非饱和土水运动方程^[15]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial H}{\partial z} \right), \quad (1)$$

式中, θ 和 H 为含水率 $\theta(t, z)$ 和总水头 $H(t, z)$ 的简写, K 为导水率, 是含水率 θ 的函数。

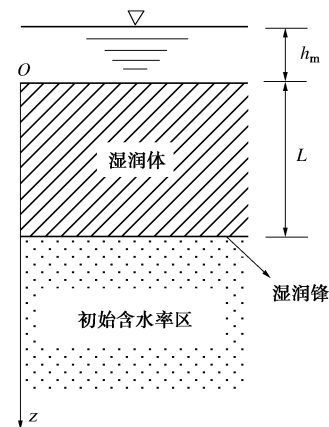


图 1 积水条件下一维垂直入渗示意图

Fig. 1 Diagram of one-dimensional vertical infiltration under ponding condition

在积水条件下, 本文假设除了 $z=0$ 处的土体为饱和和土外, 对于 $z>0$ 的土体均为非饱和土, 不会产生压力水头, 非饱和土中的总水头包含 3 部分: 重力水头 ($-z$)、负压水头 h_f 和由于积水产生的压力水头传递到坐标 z 处的压力水头 $\beta \cdot h_m$ (非饱和土本身不会产生压力水头, 但会传递压力水头, 传递压力水头的大小为 $\beta \cdot h_m$, β 为积水产生的压力水头在土体中的传递系数, 传递系数是与含水率有关的参数, 计算位置处的含水率达到饱和含水率时, $\beta=1$, 计算位置处含水率为 0 时, $\beta=0$, 取传递系数 β 的计算公式为 $\beta=\theta/n$, n 为土体的孔隙度), 即

$$H = \beta h_m + h_f - z. \quad (2)$$

把式(2)代入式(1)中,再结合传递系数的计算公式,整理可以得到

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{h_m K}{n} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3)$$

式中 n 为土体的孔隙度,本文的研究对象为均质土体,故 n 为常数; D 为扩散率, $D=K/C$, C 为比水容量, $C=d\theta/dh_f$ 或 $C=-d\theta/dh_\psi$, h_ψ 为基质吸力 ψ 对应的水头, $\psi=\rho g h_\psi/1000$, ψ 为基质吸力 (kPa), ρ 为水的密度 (kg/m^3), g 为重力加速度 (m/s^2).

导水率 K 和扩散率 D 随含水率 θ 的变化关系需要通过试验得到,在已知导水率 K 和扩散率 D 与含水率 θ 的函数关系的基础上,采用显式差分法求解式(3)。对时间 t 进行步长为 Δt 的离散: $t_k=k\Delta t$, $k=0,1,2,\dots,N_1$; 对坐标 z 进行步长为 Δz 的离散: $z_i=i\Delta z$, $i=0,1,2,\dots,N_2$ 。对式(3)中等式左侧取前向差商,等式右侧各项均取中心差商,整理可得

$$\begin{aligned} \theta_i^{k+1} = & \theta_i^k + r_1 h_m \left[\frac{K_{i+1/2}^k}{n_{i+1/2}} (\theta_{i+1}^k - \theta_i^k) - \frac{K_{i-1/2}^k}{n_{i-1/2}} (\theta_i^k - \theta_{i-1}^k) \right] + \\ & r_1 \left[D_{i+1/2}^k (\theta_{i+1}^k - \theta_i^k) - D_{i-1/2}^k (\theta_i^k - \theta_{i-1}^k) \right] - r_2 (K_{i+1}^k - K_{i-1}^k) \end{aligned} \quad (4)$$

式中 $r_1=\Delta t/\Delta z^2$, $r_2=\Delta t/(2\Delta z)$, $K_{i\pm 1/2}^k$ 、 $n_{i\pm 1/2}$ 和 $D_{i\pm 1/2}^k$ 为相邻两点参数的平均值,

$$K_{i\pm 1/2}^k = \frac{1}{2} (K_{i+1}^k + K_i^k) \quad (5)$$

$$n_{i\pm 1/2} = \frac{1}{2} (n_{i+1} + n_i) \quad (6)$$

$$D_{i\pm 1/2}^k = \frac{1}{2} (D_{i+1}^k + D_i^k) \quad (7)$$

若要计算式(4),还需要给定含水率的边界条件,入渗边界为第一类入渗边界^[15],即入渗过程中,土体上表面($z=0$)始终保持饱和含水率 θ_s ; 初始时刻($t=0$)土体内部为初始含水率 θ_a :

$$\begin{cases} \theta = \theta_s & (z=0, t>0), \\ \theta = \theta_a & (z>0, t=0) \end{cases} \quad (8)$$

根据时间 t 和坐标 z 离散的方法,边界条件式(8)可以改写为

$$\begin{cases} \theta_0^k = \theta_s & (k=0,1,2,\dots,N_1), \\ \theta_i^0 = \theta_a & (i=1,2,3,\dots,N_2), \end{cases} \quad (9)$$

式中, θ_a 为土体的初始含水率。

先通过试验测试土体导水率 K 和扩散率 D 随含水率 θ 的变化关系,还需测试土体的孔隙度、初始含水率和注液孔内的积水深度 h_m ,再利用式(9)所表示的边界条件,参照文献^[15],根据式(4)可以计算出不同时刻、不同坐标各结点的含水率 θ_i^k 值。 k 时刻、 i 坐标处的含水率增量 $\Delta\theta_i^k$ 为 θ_i^k 与初始含水率 θ_a 之差:

$\Delta\theta_i^k = \theta_i^k - \theta_a$ 。根据湿润锋的定义,在湿润锋处,含水率为初始含水率,根据这个定义确定湿润锋的位置比较困难,现对湿润锋重新定义,在 k 时刻,当 $i \geq i_0$ 时,均有 $\Delta\theta_i^k \leq \varepsilon$ (ε 为一较小值)时, z_{i0} 即为 k 时刻对应的湿润锋,记为 L_k 。这样即可计算出不同时刻对应的湿润锋。

1.2 导水率和扩散率的计算

采用 van Genuchten 模型^[16]描述含水率与基质吸力之间的关系:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha\psi)^{m_0}} \right]^{m_1} \quad (10)$$

式中 θ_r 为残余含水率 (%); α , m_0 和 m_1 为拟合参数, $m_1=1-1/m_0$; ψ 为基质吸力 (kPa)。

van Genuchten 把式(10)代入 Burdine 和 Mualem 提出的统计导水率模型中,得到了一个灵活的封闭的导水率函数的解析表达式^[17]:

$$K = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{0.5} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m_1} \right]^{m_1} \right\}^2 \quad (11)$$

式中, K_s 为饱和导水率 (m/d)。

根据比水容量 C 的定义 ($C=d\theta/d\psi$),运用式(10),可以导出比水容量 C 与含水率 θ 的关系式,再结合式(11),根据扩散率与导水率和比水容量的关系 ($D=K/C$),可以得到扩散率 D 与含水率 θ 的关系式,可以发现,当含水率 θ 接近饱和含水率 θ_s 时,扩散率 D 快速增加,当 $\theta=\theta_s$ 时, $D \rightarrow \infty$,给计算带来不便,为了解决这一问题,采用常用的经验公式描述扩散率 D 与含水率 θ 的关系^[15]:

$$D = D_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{m_2} \quad (12)$$

式中, D_s 为饱和扩散率 (m^2/d), m_2 为拟合系数。

用式(12)拟合通过 K/C 计算得到的扩散率 D 与含水率 θ 的关系数据,拟合结果为 $D_s=6.33 \text{ m}^2/\text{d}$, $m_2=8.59$ 。根据 1.1 节的方法,即可计算积水条件下一维垂直入渗的湿润体内不同时刻、不同坐标处的含水率 θ_i^k 。

2 单注液孔周围含水率分布的计算

2.1 基本假设

(1) 孔底中心以下 (z 轴位置),饱和导水率经过三维等效处理后,采用积水条件下一维垂直入渗的含水率计算方法分析孔底中心以下的含水率分布。

(2) 赵伟霞等^[18]通过室内恒定水头井入渗试验

发现, 恒定水头井积水入渗过程中, 湿润体形状为椭球体(图2)。假设任意时刻, 孔底以上的湿润锋为1/4椭圆线 $(x-r_0)^2/a^2+z^2/H^2=1(x \geq r_0, z \leq 0)$ (a 为湿润锋面与 x 轴的交点到注液孔周的距离, 是注液孔注液的影响范围; r_0 为注液孔半径)绕 z 轴旋转一周的旋转曲面; 孔底以下为半椭球面, 长轴为湿润锋与 z 轴交点的坐标, 短轴为湿润锋与 x 轴交点的坐标。

(3) 不同时刻形成的湿润锋组成湿润锋簇, 湿润锋簇中任一曲面上的含水率增量相同。

(4) 孔底入渗边界为第一类入渗边界^[15]。

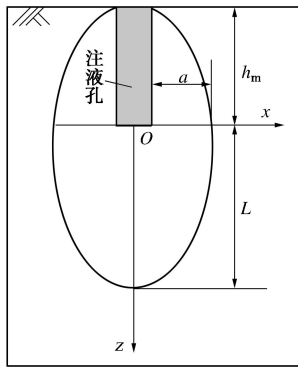


图2 单孔注液湿润体示意图

Fig. 2 Diagram of wetted body under single-hole injection

2.2 饱和导水率的等效准则

一维垂直入渗的水分只会垂直向下入渗, 而注液孔孔底中心的水分在入渗的过程是一个三维问题, 一部分水分会由于受竖直向下的重力势和基质势共同作用下向下入渗, 另一部分水分由于受到水平基质势的作用而水平入渗。对于同一种矿体, 注液孔孔底中心以下相同深度的含水率小于相同位置一维入渗的含水率, 由式(11)可知, 导水率随着含水率的减小而快速减小, 因此注液孔孔底中心的水分在入渗过程中的导水率远小于一维入渗的导水率。

采用 Green-Ampt 模型描述积水条件的一维垂直入渗过程, 湿润锋与时间的关系为^[7]

$$t = \frac{\theta_s - \theta_a}{K_{s1}} \left(L - h_a \ln \frac{L + h_a}{h_a} \right) \quad (13)$$

式中 L 为湿润锋的深度; K_{s1} 为一维入渗的饱和导水率; h_a 为吸力水头和积水深度之和, $h_a = h_f + h_m$ 。

对于三维的入渗的情况, Chu^[11]采用 Green-Ampt 模型的基本假设分析入渗边界为半球体的三维入渗规律, 结果表明, 在入渗边界底部, 湿润锋随时间的运移关系为

$$t = \frac{\theta_s - \theta_a}{2K_{s3}r_0} (L^2 - r_0^2) - (L - r_0)(r_0 + h_a) \frac{\theta_s - \theta_a}{K_{s3}r_0} -$$

$$h_a(r_0 + h_a) \frac{\theta_s - \theta_a}{K_{s3}r_0} \ln \frac{L + h_a}{r_0 + h_a} \quad (14)$$

式中, r_0 为入渗边界的半径, K_{s3} 为三维入渗的饱和导水率, 是实测的饱和导水率。

一维和三维情况, 相同时间入渗相同的深度, 导水率的关系为

$$K_{s1} = \frac{K_{s3}r_0L - K_{s3}r_0h_a \ln[(L + h_a)/h_a]}{\frac{1}{2}(L^2 - r_0^2) - (r_0 + h_a)[(L - r_0) + h_a \ln L + h_a/r_0 + h_a]} \quad (15)$$

注液孔孔底中心以下含水率的分布计算的步骤为: ①室内实测矿体的饱和导水率作为一维垂直入渗的饱和导水率, 计算出一维垂直入渗不同时刻的湿润锋 L ; ②把不同时刻的湿润锋 L 代入式(15)中, 将实测矿体的饱和导水率(式(15)中, K_{s3} 为实测土体的饱和导水率)等效为一维垂直入渗的饱和导水率; ③对饱和导水率等效后, 重复一维垂直入渗不同时刻、不同位置含水率计算的过程, 得到的含水率分布即为注液孔孔底中心垂向含水率的分布。

2.3 单注液孔孔底中心以下垂向含水率分布规律

积水深度 $h_m = 0.87$ m, 注液孔半径 r_0 为 0.09 m, 矿体为均质体, 矿体的孔隙度 $n = 48.44\%$, 初始含水率 θ_a 为 30.00%, 饱和含水率 θ_s 为 48.44%, 饱和导水率 $K_s = 0.51$ m/d, 时间步长 $\Delta t = 1 \times 10^{-4}$ d, 距离步长 $\Delta z = 0.14$ m, $\Delta t/\Delta z^2 \leq 0.5/D_s$, 满足显示差分格式收敛和稳定的条件^[15]。

单注液孔孔底中心以下垂向, 不同时刻不同深度的含水率如图3所示。由图3可知, 在入渗1 d时, 从孔底开始, 含水率随着深度逐渐减小至初始含水率, 湿润体内只有一个湿润区, 入渗3 d时, 与孔底的垂直距离1.0 m范围内为接近饱和含水率的高含水率区(高含水率区定义为含水率大于90.00%饱和含水率的区域), 超过1.0 m的区域为含水率随着深度逐渐减小至初始含水率的湿润区, 这一时刻, 湿润体可以分为高含水率区和湿润区两个区。定义高含水率区域宽度为高含水率区域与孔底最大垂直距离, 高含水率区域和湿润锋位置随时间的变化关系如图4所示。由图4可知, 在入渗时间小于3 d时, 高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间呈非线性变化, 入渗时间超过3 d, 高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间基本呈线性变化, 分别用 $z = 2.16 + 0.27t$ 和 $z = 1.04 + 0.27t$ 描述入渗时间超过3 d的高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间的变化关系, 其相关系数分别为0.995和0.989, 具有很好的相关性, 说明在入渗一段时间以后, 高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间呈线性关系, 且斜率相同。

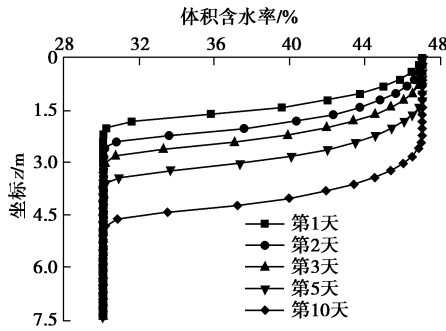


图3 不同时刻含水率在不同位置上的分布

Fig. 3 Distribution of water contents at different positions and time

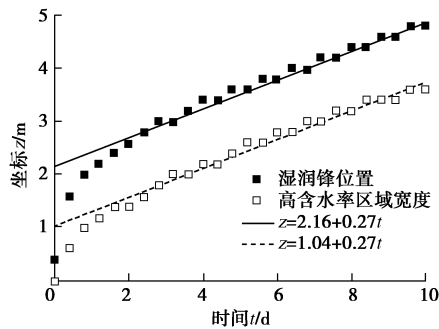


图4 湿润锋位置和高含水率区域宽度随时间的变化关系

Fig. 4 Variation of position of wetting front and width of high water content zone with time

2.4 单孔注液的影响范围及湿润体内含水率分布的计算方法

在 t_1 ($t_1 = \Delta t$) 时刻, t_1 时刻的湿润体称为第 1 区域。利用 2.2 节的方法可以计算出 t_1 时刻孔底下垂直方向上不同位置的含水率增量 $\Delta\theta_i^1$ ($i=0,1,2,\dots,n_{L1}$, $n_{L1}=L_1/\Delta z$, L_1 为 t_1 时刻湿润锋面与 z 轴的交点坐标), 以 t_1 时刻孔底下垂直方向上湿润体内不同位置的含水率增量的平均值作为 t_1 时刻湿润体内的平均含水率增量 $\Delta\bar{\theta}_1^1$:

$$\Delta\bar{\theta}_1^1 = \frac{\sum_{i=0}^{n_{L1}} \Delta\theta_i^1}{n_{L1}} \quad (16)$$

根据假设 (2), 任意时刻, 湿润锋面的曲面方程为

$$\left. \begin{aligned} \frac{x^2}{(a+r_0)^2} + \frac{y^2}{(a+r_0)^2} + \frac{z^2}{H^2} &= 1 \quad (|x| \geq r_0, z \leq 0), \\ \frac{x^2}{(a+r_0)^2} + \frac{y^2}{(a+r_0)^2} + \frac{z^2}{L^2} &= 1 \quad (z \geq 0). \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

湿润体的体积为

$$V = \frac{\pi^2}{2} a h_m r_0 + \frac{2\pi}{3} a^2 h_m + \frac{2\pi}{3} (a+r_0)^2 L \quad (18)$$

式中, V , a 和 L 分别为 t 时刻的湿润体体积、湿润锋与 x 轴的交点到注液孔周的距离 (是不同时刻注液孔注液的影响范围) 和湿润锋与 z 轴的交点坐标。

则 t_1 时刻, 相对于初始时刻 ($t=0$), 湿润体内水的增量为

$$\Delta Q_1 = V_1 \Delta\bar{\theta}_1^1 \quad (19)$$

t_1 时间内的累积注液量 I_1 等于 t_1 时刻湿润体内水的增量 ΔQ_1 :

$$I_1 = \Delta Q_1 \quad (20)$$

把式 (16) 代入式 (19) 和在已知 t_1 时间内的累积注液量 I_1 的情况下, 利用式 (20) 即可计算出 t_1 时刻的湿润体体积 V_1 , 再把 V_1 和 L_1 的值代入式 (18), 即可计算出 t_1 时刻湿润锋面与 x 轴的交点到注液孔周的距离 a_1 , 把 a_1 和 L_1 的值代入式 (17) 中, 即可得到 t_1 时刻湿润锋面的曲面方程, 该曲面记为 S_1 , 根据 t_1 时刻注液孔孔底 L_1 处的含水率和假设 (3), 在已知土体不同位置初始含水率条件下, 可以计算出 t_1 时刻曲面 S_1 上不同位置的含水率。

t_2 ($t_2 = 2\Delta t$) 时刻, 相比 t_1 时刻湿润体增加的部分称为第 2 区域, 利用 2.2 节的方法, 可以计算出该时刻的孔底中心垂直方向上的含水率增量分布 $\Delta\theta_i^2$ 和湿润锋面与 z 轴的交点坐标 L_2 。 t_2 时刻, 第 1 区域的平均含水率增量用孔底中心以下 $0 \sim L_1$ 区域内的平均含水率增量代替:

$$\Delta\bar{\theta}_1^2 = \frac{\sum_{i=0}^{n_{L1}} \Delta\theta_i^2}{n_{L1}} \quad (21)$$

第 2 区域内的平均含水率增量用孔底中心以下 $L_1 \sim L_2$ 区域内的平均含水率增量代替:

$$\Delta\bar{\theta}_2^2 = \frac{\sum_{i=n_{L1}}^{n_{L2}} \Delta\theta_i^2}{n_{L2} - n_{L1}} \quad (22)$$

式中, $n_{L2} = L_2/\Delta z$ 。

相比初始时刻, t_2 时刻湿润体内水的增量为

$$\Delta Q_2 = V_1 \Delta\bar{\theta}_1^2 + (V_2 - V_1) \Delta\bar{\theta}_2^2 \quad (23)$$

t_2 时间内的累积注液量 I_2 等于 t_2 时刻湿润体内水的增量 ΔQ_2 :

$$I_2 = \Delta Q_2 \quad (24)$$

把式 (24) 代入式 (23) 中, 整理可得 t_2 时刻湿润体的体积 V_2 为

$$V_2 = \frac{I_2 - V_1 \Delta\bar{\theta}_1^2 + V_1 \Delta\bar{\theta}_2^2}{\Delta\bar{\theta}_2^2} \quad (25)$$

根据 t_1 时刻计算得到的湿润体体积 V_1 以及 t_2 时刻第 1 区域和第 2 区域的平均含水率增量, 利用式 (25) 即可计算出 t_2 时刻的湿润体体积 V_2 , 把 V_2 和 L_2 的值代入式 (18) 即可计算出 a_2 。把 a_2 和 L_2 的值代入式 (17) 中, 即可得到 t_2 时刻湿润锋面的曲面方程, 该曲面记为 S_2 , 根据 t_2 时刻注液孔孔底 L_1 处、 L_2 处的含

水率和假设(3), 在已知土体不同位置初始含水率条件下, 可以计算出 t_2 时刻曲面 S_1 和 S_2 上不同位置的含水率。

$t_k (t_k=k\Delta t)$ 时刻, 相比 t_{k-1} 时刻湿润体增加的部分称为第 k 区域, 利用 2.2 节的方法, 可以计算出该时刻的孔底中心垂直方向上的含水率增量分布 $\Delta\theta_i^k$ 和湿润锋面与 z 轴的交点坐标 L_k 。 t_2 时刻, 第 p 区域 ($p=1, 2, \dots, k$) 的平均含水率增量用孔底中心以下 $L_{p-1} \sim L_p$ ($L_0=0$) 区域内的平均含水率增量代替:

$$\Delta\bar{\theta}_p^k = \frac{\sum_{i=n_{L,p-1}}^{n_{L,p}} \Delta\theta_i^k}{n_{L,p} - n_{L,p-1}} \quad (26)$$

相比初始时刻, t_k 时刻湿润体内水的增量为

$$\Delta Q_k = \sum_{p=1}^k (V_p - V_{p-1}) \Delta\bar{\theta}_p^k, \quad (27)$$

式中, $V_0=0$ 。

对式(27)进行整理可得, t_k 时刻湿润体的体积 V_k 为

$$V_k = \frac{\Delta Q_k - \sum_{p=1}^{k-1} (V_p - V_{p-1}) \Delta\bar{\theta}_p^{k-1} + V_{p-1} \Delta\bar{\theta}_k^k}{\Delta\bar{\theta}_k^k} \quad (28)$$

把得到的湿润体体积 V_k 和 L_k 代入式(18)中, 即可得到 t_k 时刻的 a_k 值。运用式(17)确定 t_k 时刻湿润锋面 S_k , 根据 t_k 时刻注液孔孔底不同坐标的含水率、假设(3)和土体的初始含水率, 可以计算出 t_k 时刻曲面 $S_1 \sim S_k$ 上不同位置的含水率, 即得到了 t_k 时刻湿润体内的含水率分布。

3 单注液孔周围含水率分布计算方法的验证

3.1 试验方案

在龙南足洞某稀土矿区选择一场地较平整的矿块进行单孔注液试验, 试验矿块有 0.8~1.1 m 的表土层, 采用环刀法测试土体的密度为 1.66 g/cm³, 孔隙度为 48.44%, 现场取原状土在室内测试矿体的饱和导水率 $K_s=0.51$ m/d。在所选试验矿块, 采用洛阳铲打一半径为 0.09 m、深度为 2.5 m 的注液孔, 在水平距注液孔 0.5 m 和 1.0 m 处布置两条测线, 分别记为#1 测线和#2 测线, 在#1 测线上、与孔底垂直距离 $l=2.3$ m 和 $l=2.9$ m 处分别布置一个清胜电子科技有限公司生产的 FDS-100 水分传感器, 分别记为测点 1 和测点 2, 在#2 测线上、与孔底垂直距离 $l=2.4$ m 和 $l=3.0$ m 处分别布置一个水分传感器, 分别记为测点 3 和测点 4, 分别测试传感器位置处的含水率, 测线和传感器布置如图 5 所示。控制注液强度为 1.8 m³/d, 注液时间为 10 d,

注液过程中, 孔内积水深度由 0.83 m 先快速上升, 最后稳定在 0.95 m 附近, 积水深度的平均值为 0.87 m。

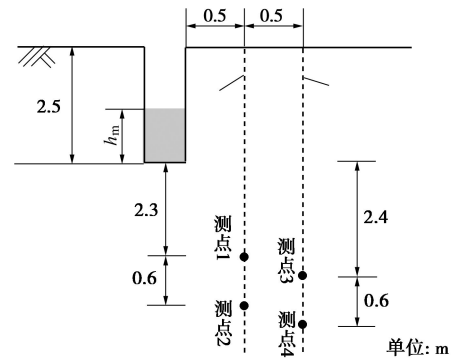


图 5 测线和测点布置示意图

Fig. 5 Arrangement of measuring lines and points

在龙南足洞某稀土矿区选择一平整场地, 开挖形成一个台阶, 现场取原状土测试矿体的初始饱和度 $\theta_a=30.00\%$, 饱和导水率为 $K_s=0.51$ m/d, 采用中科院南京土壤所研制的 TEN 型张力计测试矿体的土-水特征曲线, 测试结果如图 6 所示, 采用 van Genuchten 模型拟合土-水特征曲线, van Genuchten 模型拟合结果: $\theta_s=48.44\%$, $\theta_r=8.80\%$, $\alpha=0.037$, $m_0=1.97$, $m_1=0.492$, 相关系数=0.999。

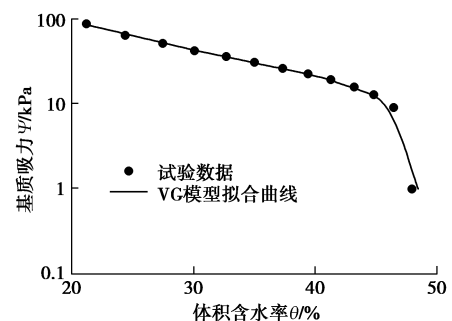


图 6 土-水特征曲线的试验数据及拟合曲线

Fig. 6 Experimental data and fitting curves of soil-water characteristic curves

3.2 试验结果及分析

4 个水分传感器的含水率实测值与 4 个测点处的含水率计算值如图 7, 8。由图 7, 8 可知, 随着入渗时间的增加, 测点处的实测含水率和计算含水率的差异越大, 主要原因是水分在实际土体入渗的过程中, 由于土体中不连通孔隙的存在, 使土体无法达到完全饱和含水率, 而含水率的计算值随着入渗时间的增加逐渐趋近饱和含水率。为进一步描述测点处含水率的实测值与计算值的差异, 采用相关系数 γ 和计算误差 ξ 来描述含水率计算值与实测值的差异, 相关系数和计算误差的计算公式分别为

$$\gamma = \frac{\sum_{p=1}^M (\theta_{\text{test},p} - \bar{\theta}_{\text{test}})(\theta_{\text{cal},p} - \bar{\theta}_{\text{cal}})}{\sum_{p=1}^M (\theta_{\text{test},p} - \bar{\theta}_{\text{test}})^2 \cdot \sum_{p=1}^M (\theta_{\text{cal},p} - \bar{\theta}_{\text{cal}})^2}, \quad (29)$$

$$\xi = \frac{1}{M} \sum_{p=1}^M \frac{|\theta_{\text{test}} - \theta_{\text{cal}}|}{\theta_{\text{test}}}, \quad (30)$$

式中， M 为数据总数， θ_{test} 为实测含水率， θ_{cal} 为计算含水率， $\bar{\theta}_{\text{test}}$ 为实测含水率的平均值， $\bar{\theta}_{\text{cal}}$ 为计算含水率的平均值。

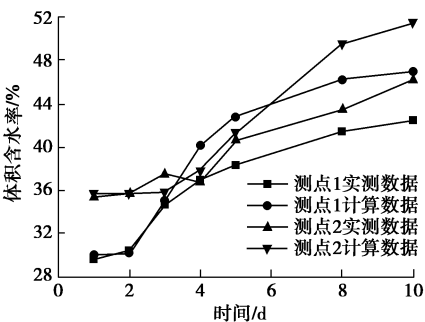


图7 测点1和测点2含水率随时间的变化

Fig. 7 Variation of water contents with time at measuring points 1 and 2

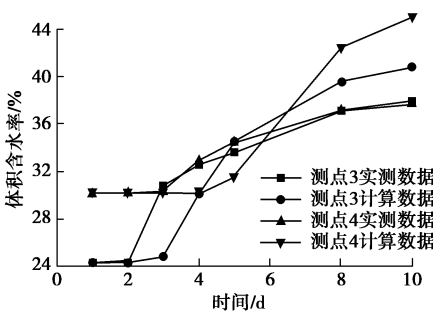


图8 测点3和测点4含水率随时间的变化

Fig. 8 Variation of water contents with time at measuring points 3 and 4

4个测点的实测值和计算值的相关系数和计算误差值如表1所示。由表1可知，4个测点的相关系数基本在0.900以上，计算误差均在10%以下，满足工程误差要求，说明本文方法能较为准确的计算出注液孔内水分入渗过程中湿润体内含水率分布，也验证了本文方法的可行性。

表1 4个测点的含水率计算误差

Table 1 Calculation errors of water contents at 4 measuring points

测点	相关系数	计算误差/%
测点1	0.993	6.47
测点2	0.974	5.03
测点3	0.917	6.42
测点4	0.898	7.27

4 结 论

(1) 在入渗1 d时，从孔底开始，含水率随着深度逐渐减小至初始含水率，湿润体内只有一个湿润区，入渗3 d时，与孔底的垂直距离1.0 m范围内的含水率为接近饱和含水率的高含水率区，超过1.0 m的区域为含水率随着深度逐渐减小至初始含水率的湿润区。

(2) 在本文给定的参数下，入渗时间小于3 d时，高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间呈非线性变化，入渗时间超过3 d，高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间的变化可以用 $z=2.16+0.27t$ 和 $z=1.04+0.27t$ 函数描述，相关系数分别为0.995和0.989，说明在入渗一段时间以后，高含水率区域宽度和湿润锋位置随时间呈线性关系，且斜率相同。

(3) 利用本文计算湿润体内含水率分布的方法计算试验测点处的含水率，与实测值比较，4个测点的相关系数基本在0.900以上，计算误差均在10%以下，满足工程误差要求，说明本文方法能较为准确的计算出注液孔内水分入渗过程中湿润体内含水率分布，也验证了本文方法的可行性。

参考文献:

[1] 杜 雯. 离子型稀土原地浸矿工艺对环境影响的研究[J]. 有色金属科学与工程, 2001, 15(1): 41 - 44. (DU Wen. The impact of in-situ leaching on the natural environment of ion-type RE mine[J]. Nonferrous Metals Science and Engineering, 2001, 15(1): 41 - 44. (in Chinese))

[2] 袁长林. 中国南岭淋积型稀土溶浸采矿正压系统的地质分类与开采技术[J]. 稀土, 2010, 31(2): 75 - 79. (YUAN Chang-lin. Leaching mining positive pressure system's geological classification and corresponding mining technology of Chinese Nanling illuviation rare earth[J]. Chinese Rare Earths, 2010, 31(2): 75 - 79. (in Chinese))

[3] 池汝安, 田 君, 罗仙平, 等. 风化壳淋积型稀土矿的基础研究[J]. 有色金属科学与工程, 2012, 3(4): 1 - 13. (CHI Ru-an, TIAN Jun, LUO Xian-ping, et al. The basic research on the weathered crust elution-deposited rare earth ores[J]. Nonferrous Metals Science and Engineering, 2012, 3(4): 1 - 13. (in Chinese))

[4] 李永绣. 离子吸附型稀土资源与绿色提取[M]. 北京: 化学工业出版社, 2015. (LI Yong-xiu. Ion adsorption rare earth resources and their green extraction[M]. Beijing: Chemical Industry Press, 2015. (in Chinese))

- [5] 池汝安, 王淀佐. 稀土矿物加工[M]. 北京: 科学出版社, 2014. (CHI Ru-an, WANG Ding-zuo. Rare-earth's mineral processing[M]. Beijing: Science Press, 2014. (in Chinese))
- [6] MISHRA S K, TYAGI J V, SINGH V P. Comparison of infiltration models[J]. Hydrological Processes, 2003, **17**(13): 2629 - 2652.
- [7] GREEN W H, AMPT G A. Studies on soil physics: flow of air and water through soils[J]. Journal of Agricultural Science, 1911, **4**(1): 1 - 24.
- [8] KALE R V, SAHOO B. Green-ampt infiltration models for varied field conditions: a revisit[J]. Water Resources Management, 2011, **25**(14): 3505 - 3536.
- [9] CHU X, MARINÓ M A. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall[J]. Journal of Hydrology, 2005, **313**(3): 195 - 207.
- [10] 张 杰, 韩同春, 豆红强, 等. 探讨考虑气阻作用下分层假定的雨水入渗计算分析模型[J]. 岩土工程学报, 2013, **35**(12): 2219 - 2225. (ZHANG Jie, HAN Tong-chun, DOU Hong-qiang, et al. Analysis model for rainwater infiltration considering gas resistance under stratified assumption [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2013, **35**(12): 2219 - 2225. (in Chinese))
- [11] CHU S T. Green - ampt analysis of wetting patterns for surface emitters[J]. Journal of Irrigation & Drainage Engineering, 1994, **120**(2): 414 - 421.
- [12] SEPASKHAH A R, CHITSAZ H. Validating the green-ampt analysis of wetted radius and depth in trickle irrigation[J]. Biosystems Engineering, 2004, **89**(2): 231 - 236.
- [13] 张培文, 刘德富, 黄达海, 等. 饱和-非饱和非稳定渗流的数值模拟[J]. 岩土力学, 2003, **24**(6): 927 - 930. (ZHANG Pei-wen, LIU De-fu, HUANG Da-hai, et al. Saturated-unsaturated unsteady seepage flow numerical simulation[J]. Rock and Soil Mechanics, 2003, **24**(6): 927 - 930. (in Chinese))
- [14] 付建新, 宋卫东, 杜建华. 考虑二维降雨入渗的非饱和土边坡瞬态体积含水率分析[J]. 工程科学学报, 2015, **37**(4): 407 - 413. (FU Jian-xin, SONG Wei-dong, DU Jian-hua. Transient volume water content analysis of unsaturated soil slopes considering two-dimensional rainfall infiltration[J]. Chinese Journal of Engineering, 2015, **37**(4): 407 - 413. (in Chinese))
- [15] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988. (LEI Zhi-dong, YANG Shi-xiu, XIE Seng-chuan. Soil water dynamics[M]. Beijing: Tsinghua University Press, 1988. (in Chinese))
- [16] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, **44**(5): 892 - 898.
- [17] NING L, WILLIAM J L. 非饱和土力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2012. (NING L, WILLIAM J L. Unsaturated soil mechanics[M]. Beijing: Higher Education Press, 2012. (in Chinese))
- [18] 赵伟霞, 张振华, 蔡焕杰, 等. 恒定水头井入渗 Green-Ampt 模型的改进与验证[J]. 水利学报, 2010, **41**(4): 464 - 470. (ZHAO Wei-xia, ZHANG Zhen-hua, CAI Huan-jie, et al. Improvement and verification of the Green-Ampt model for constant-head well permeameter[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2010, **41**(4): 464 - 470. (in Chinese))