非均质包气带土壤含水率分布定量刻画及其模拟

王铭森[1,2]，邓斌[1]，张晚祺[3]，孙志坚[1]，刘延锋[1]，张林[4,5*]

1. 中国地质大学（武汉）环境学院，武汉 430078；
2. 中国地质调查局天津地质调查中心（华北地质科技创新中心），天津 300170；
3. 湖北省水利水电规划勘测设计院有限公司，武汉 430064；
4. 西安理工大学省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室，西安 710048；
5. 中国海洋大学环境科学与工程学院，山东青岛 266100

第一作者，E-mail：20171002222@cug.edu.cn

* 通信作者，E-mail：linzhang001@126.com

2024-05-14 收稿；2024-07-14 修回；2024-07-17 接受

基金项目：西安理工大学师资博士后科研启动经费资助项目（256082406）；天津市地质安全体检与风险评估示范项目（DD20243452）

中图分类号：P152.7；P641　　文章编号：2096-8523(2025)03-0296-13　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240256

摘　要：包气带作为连接植被与地下水的重要纽带，其岩性结构是影响地下水生态功能的主要因子之一，而包气带结构中的弱透水夹层对来自地面的入渗水流具有延迟滞后、局部蓄水作用（上层滞水），尽管该部分水量很小，但对于极端干旱区植被生态的维持具有一定供水意义。为了探究包气带岩性结构如何影响土壤含水率分布，设计了均质土柱（O）、单薄夹层土柱（A）、单厚夹层土柱（B）以及双夹层土柱（C）4 个土柱，开展了室内层状非均质土柱释水实验和入渗实验；依据物理实验开展了变饱和水流数值模拟。实验过程中，粉土夹层结构导致水分在夹层内部和夹层上下界面处滞留，形成了水分聚集区；相较于 O 柱，A 柱、B 柱和 C 柱释水过程持续时长分别增加了 290, 500, 780 h，持水量分别增加了 6.20, 7.90, 7.83 cm；数值模拟结果表明采用修正后的 van Genuchten 模型能更好地模拟层状土含水率剖面。细粒土夹层对入渗水下移特征会产生明显阻滞效应，水分主要滞留在夹层内部和夹层上下界面处，夹层厚度增大、层数增多会导致夹层内和夹层界面处均滞留更多水分，通过引入虚拟变量和毛细高度修正 van Genuchten 模型，并将其对应的相对渗透率方程分为三段式，可有效提升层状土壤含水率剖面模拟精度。

关键词：层状非均质；土壤含水率分布；数值模拟；定量刻画；土柱释水实验和入渗实验；粉土夹层；包气带

我国西北内陆流域下游的天然绿洲区，气候干旱、少雨，天然植被生存、发育和生态维系对地下水系统十分敏感[1-3]。地下水直接或通过支持毛细作用向包气带输供水分以维系天然植被的生态功能[4-7]。包气带作为连接植被与地下水的重要纽带，其岩性结构是影响潜水向天然植被根系层输供水分的主要因子之一，对地下水生态功能具有重要影响[8-11]。因此，关于包气带岩性结构如何影响土壤含水率分布，是值得探讨的学科前沿问题，也是西北干旱区地下水生态保护亟待解决的重要问题[12-14]。

自然界中土壤大都呈现为交错分布的层状结构，形成复杂多变的土壤剖面结构，随着人类活动对地下水开发利用程度的不断加强，地下水位持续下降，包气带厚度不断增加，非饱和带岩性结构变得复杂，非均质性增强，改变了土壤水分运移和分布规律。由于非均质界面处土壤的水力性质存在突变，层状非均质土壤水分运移过程较均质土壤更为复杂[14-20]。王文焰等[18]认为层状非均质土壤水分运动明显不同

著录信息：王铭森，邓斌，张晚祺，等. 非均质包气带土壤含水率分布定量刻画及其模拟［J］. 地质科技通报，2025，44(3)：296-308.
WANG Mingsen, DENG Bin, ZHANG Wanqi, et al. Quantitative characterization and simulation of soil moisture distribution in heterogeneous vadose zone［J］. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(3): 296-308.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

于均质土壤，主要表现为层状土壤分层界面处存在毛管障碍，降低了土壤水分下渗速率，提高了上层土壤水分含量。大量实验表明夹层层位、土壤质地以及夹层厚度对于层状土壤入渗过程存在明显影响[21-28]。然而以往的实验研究多是针对入渗速率进行的，大多忽略了滞留在弱透水夹层上方的毛细水带，尽管这部分水量很小，但在极端干旱区，对于具有一定规模的局部低渗透层区，该水量对维持植被存活、生态系统正常运行具有重要的潜在意义[29]。

本研究通过室内土柱实验探究层状非均质夹层土壤水分下渗时水分运移分布规律，特别是弱透水夹层上方毛细水带的水量分布，精细刻画含夹层的层状非均质土壤水分分布特征，并选用不同土壤水分特征曲线(soil water characteristic curve，简称 SWCC)模型耦合 Richards 模型对实验过程进行仿真模拟，分析不同 SWCC 模型对非均质土层中含水率剖面模拟预测的影响，探究适合层状非均质土壤的模拟方法，为干旱区浅层土壤水资源的准确评价及其生态环境潜在影响提供科学依据。

1　材料与方法

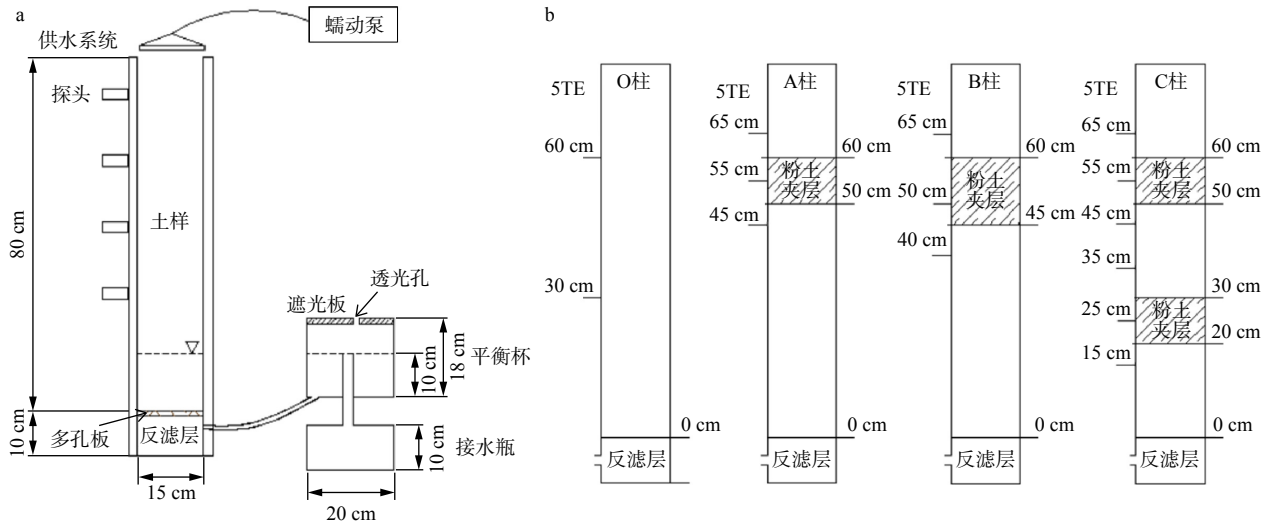
1.1　实验设计

本次实验包括土柱释水和入渗 2 个过程。实验装置由有机玻璃柱、供水系统、稳定水头装置组成(图 1)。稳定水头装置由平衡杯和接水瓶组成，用于固定水头并进行入渗量测量。有机玻璃柱内安装 ECH2O 5TE 电容式土壤水分/温度/电导率传感器，连接数据采集器来观测并记录土壤含水率动态变化。ECH2O 5TE 传感器是 Decagon 公司基于电容技术生产的土壤介电常数(E_b)、电导率(E_c)、温度(T_s)参数探头，E_b 有效测量范围为 1 ~ 80，E_c 有效测量范围为 0 ~ 23 dS/m，T_s 有效测量范围为−40 ~ 60℃。仪器出厂时，内置基于土壤介电常数的 Topp 公式估算土壤体积含水率(θ, cm^3/cm^3)[30]。供水系统由蠕动泵(Longer 公司生产的 YZ1515X-A 型)和滴头组成。

依据《土工试验方法标准》(GB/T 50123-2019)[31]测定实验用土的物理和水理性质，其中粗粒土的粒径采用筛析法，细粒土的粒径采用 Mastersizer 3000 激光粒度仪，干密度、毛细上升高度和渗透系数分别采用烘干法、毛管仪和 TST-55 型渗透仪测定。粗粒土选用石英砂，分别过 40 目和 70 目筛(粒径在 0.212 ~ 0.380 mm 之间，1 目=25.4 mm)，为中砂；室内实验测得其干密度为 1.53 g/cm^3，毛细上升高度为 26.5 cm，饱和渗透系数为 20.85 m/d。细粒土取自中国地质大学(武汉)未来城校区西北门外土坡，其黏粒(粒径<0.002 mm)体积分数为 3.3%，粉粒(粒径 0.002 ~ 0.05 mm)体积分数为 90.3%，砂粒(粒径 0.05 ~ 2 mm)体积分数为 6.4%，根据美国农部制土壤质地分类标准定为粉土；测得其干密度为 1.32 g/cm^3，饱和渗透系数为 0.52 m/d。

实验按细粒土夹层的厚度、位置和层数设置为 4 种处理，分别为均质土柱(O 柱)、单薄夹层土柱(A 柱)、单厚夹层土柱(B 柱)以及双夹层土柱(C 柱)，具体土柱分层设计见图 1b。

实验步骤：①按照中砂干密度为 1.53 g/cm^3、粉



5TE. ECH2O 5TE 电容式土壤水分/温度/电导率传感器；60 cm, 30 cm 等数据. 5TE 安装位置的高度；O 柱. 均质土柱；A 柱. 单薄夹层土柱；B 柱. 单厚夹层土柱；C 柱. 双夹层土柱；下同

图 1　实验装置图 (a) 与土柱设计示意图 (b)

Fig. 1　Experimental device diagram (a) and schematic diagram of soil column design (b)

土干密度为 1.32 g/cm^3 的设置，每 5 cm 一层分层装土，压实，层间打毛；土柱装好后，调整平衡杯高度，打开阀门，通过平衡杯向土柱供水，直至土柱饱和。②将平衡杯水位缓慢降低至土柱底端，使土柱释水，水分通过平衡杯渗流至接水瓶，观测接水瓶刻度，测定流量。③接水瓶中水量不变后，砂柱中形成稳定含水率剖面，释水过程结束。④打开蠕动泵，按照设定流量（10 590 mL/h）从土柱上表面进水 0.1 h，底边界水头保持恒定。⑤监测接水杯中的水量直至稳定，计算释水流量，期间土柱顶部封闭。⑥将土柱细分剖层，按 1 cm 间隔原位取样，在夹层交界处精细划分层位（1 cm 取 10 层土）取土样，利用烘干法测量质量含水率，结合其干密度计算体积含水率。表面进水 0.1 h，底边界水头保持恒定。

1.2　数值模拟概念模型

整个实验过程中土柱中水分不断运移重分布至稳定。为了定量刻画层状非均质土壤中的水分运移与含水率分布，利用 COMSOL（comsol multiphysics）软件构建数值模拟模型对上述实验过程进行仿真模拟，将其概化为一维垂向运移模型，上边界条件为已知流量边界，下边界条件为已知水头边界，初始条件设置为饱和，具体设置见表 1。

1.3　数值模拟数学模型

采用 Richards 方程描述土柱中水分运动：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K\left(\frac{\partial H_{\mathrm{p}}}{\partial z}+1\right)\right], \tag{1}$$

式中：θ 为土壤体积含水率，cm^3/cm^3；t 为时间，h；z 为垂向空间坐标，cm；K 为渗透系数，m/d；H_{p} 为压力水头，cm。

在土柱释水实验阶段，初始时刻土柱饱和，底部为变水头边界条件，顶部为零通量边界。在土柱入渗实验阶段，底部为定水头边界条件，顶部为已知流量边界。其数学模型为：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial\theta}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial z}\left[K\left(\dfrac{\partial H_{\mathrm{p}}}{\partial z}+1\right)\right] & (t\geqslant 0,\ 0\leqslant z\leqslant L)\\ -K\dfrac{\partial H_{\mathrm{p}}}{\partial z}+K=0 & (0\leqslant t<t_1\text{或}t>t_2, z=L)\\ -K\dfrac{\partial H_{\mathrm{p}}}{\partial z}+K=60 & (t_1\leqslant t\leqslant t_2, z=L)\\ H_{\mathrm{p}}=H_{\mathrm{p}}(0,t) & (0\leqslant t\leqslant t_1, z=0)\\ H_{\mathrm{p}}=0 & (t>t_1, z=0)\\ \theta(z,0)=\theta_{\mathrm{s}} & (t=0,\ 0\leqslant z\leqslant L)\end{cases}, \tag{2}$$

式中：L 为土柱高度，cm，取值为 80 cm；t_1 为释水实验结束、入渗实验开始的时刻，h；t_2 为上边界停止灌水的时刻，h，t_2= t_1+0.1；θ_{s} 为饱和含水率，cm^3/cm^3。

本研究以 COMSOL 多场耦合有限元数值分析软件为平台，使用 Richards 模块描述土柱中水分运动，上边界设置为已知流量边界，下边界设置为已知水头边界，通过参数估计模块进行参数识别，通过 Richards 模块中滞留模型设置 SWCC 模型。

1.4　SWCC 模型选择

SWCC 模型是刻画非饱和带含水率分布的重要参数[32]。为了探求不同 SWCC 模型对非均质包气带中含水率分布的模拟精度，选择广泛使用的 van Genuchten 模型[33]、Brooks-Corey 模型[34] 和 Log-Normal Distribution 模型[35]（分别简写为 VG、BC 和 LN 模型）和相应的渗透系数模型——Maulem 模型[36] 来进行模拟。各 SWCC 模型表达式见表 2。

以模拟底边界通量与实测底边界通量之间的误差平方和为目标函数，采用手动调整参数的方式进行参数识别。具体过程为：根据实测土壤粒径组成，利用 Rosetta 软件初步确定 SWCC 模型参数；通过不断调整参数，查看模拟底边界通量与实测值之间的拟合程度，将二者达到基本一致时所获得的参数

表 1　数值模拟实验模型设置

Table 1　Setting of numerical simulation experiment model

土柱类型		O柱	A柱	B柱	C柱
柱高/cm		80			
夹层分布高度/cm		无	50 ~ 60	45 ~ 60	20 ~ 30、50 ~ 60
初始条件		初始时刻土柱均饱和			
持续时长/h	释水阶段	63	627	713	1 268
	入渗阶段	187	73	87	132
上边界	释水阶段	零通量边界			
	入渗阶段	在实验初期0.1 h内，顶部为已知流量边界，入渗流量为10 590 mL/h；在0.1 h后，顶部边界转换为零通量边界			
下边界	释水阶段	底部为已知水头边界条件，水头变化依照实测值设置			
	入渗阶段	已知水头边界条件，水头为0 m			

表 2　不同 SWCC 模型及其对应的相对渗透系数模型表达式

Table 2　Different SWCC models and their corresponding relative permeability model expressions

模型名称	模型表达式	渗透系数表达式
van Genuchten（VG）模型	$\theta=\begin{cases}\theta_r+\dfrac{(\theta_s-\theta_r)}{\left[1+\lvert\alpha H_p\rvert^n\right]^m} & ,\ H_p<0\\ \theta_s & ,\ H_p\geqslant 0\end{cases}$	$K=\begin{cases}K_sS_e^{\,l}\left[1-(1-S_e^{\frac{1}{m}})^m\right]^2 & ,\ H_p<0\\ K_s & ,\ H_p\geqslant 0\end{cases}$
Brooks-Corey（BC）模型	$\theta=\begin{cases}\theta_r+\dfrac{(\theta_s-\theta_r)}{\lvert\alpha H_p\rvert^n} & ,\ H_p<-\dfrac{1}{\alpha}\\ \theta_s & ,\ H_p\geqslant-\dfrac{1}{\alpha}\end{cases}$	$K=\begin{cases}K_sS_e^{\frac{2}{n}+l+2} & ,\ H_p<-\dfrac{1}{\alpha}\\ K_s & ,\ H_p\geqslant-\dfrac{1}{\alpha}\end{cases}$
Log-Normal Distribution（LN）模型	$\theta=\theta_r+Q\left[\dfrac{\ln(H_p/h_m)}{\sigma}\right](\theta_s-\theta_r)$ $Q(x)=\int_x^{\infty}\dfrac{1}{(2\pi)^{1/2}}\exp(-\dfrac{x^2}{2})\mathrm{d}x$	$K=K_sS_e^{1/2}\{Q[\ln(H_p/h_m)/\sigma+\sigma]\}^2$

注：θ为体积含水率，cm^3/cm^3；θ_r为残余含水率，cm^3/cm^3；θ_s为饱和含水率，cm^3/cm^3；H_p为压力水头，cm；α为拟合参数，cm^{-1}；n，m均为曲线形状参数，无量纲；S_e为土壤水饱和度；K为非饱和渗透系数，cm/h；K_s为饱和渗透系数，cm/h；l为拟合参数，通常取0.5；$Q(x)$为互补累计正态分布函数；x为自变量的统称；h_m为孔隙毛细管压力分布的峰值，cm；σ为孔隙毛细管压力分布的标准差；h_m和σ均为参数拟合值；下同

作为最终参数。不同 SWCC 模型的参数确定结果见表 3。

2　结果与讨论

2.1　不同包气带岩性结构土壤水分运移动态

图 2 显示了均质和层状非均质土柱中观测点处的含水率动态变化过程。在释水实验过程中，均质土柱释水过程持续了 120 h，而层状土柱释水过程持续时长明显增大，其中 A 柱释水过程持续了 410 h，B 柱中夹层厚度增大为 15 cm，释水过程持续时间延长到 620 h，C 柱中双夹层结构（夹层总厚度 20 cm）导致释水过程更为缓慢，持续时间达到了 900 h。在入渗实验过程中，随着上边界水分入渗，不同岩性结构土柱表现出了不同的响应过程，均质土壤中的含水率迅速升高至饱和体积含水率，在 20 h 后水分重分布至稳定。在 A 柱中，夹层导致其水分再分布时间较为缓慢，持续了 40 h，而在 B 柱和 C 柱中，由于夹层厚度和数量的增大，水分再分布时间更为延缓，分别持续了 50，110 h。夹层为粉土，其余土壤为中砂，二者质地差异较大。当湿润锋穿透上层中砂和粉土夹层交界面处时，由于粉土的孔隙小，渗透系数小，入渗速率会迅速降低，上层入渗水分会累积在两土层交界处上方。当湿润锋穿透夹层和下层土壤交界面时，由于粉土的毛细吸力强于中砂，导致粉土夹层的含水率高于下部中砂，水分在界面处下方滞留，入渗速率明显降低。在层状土壤条件下，水分入渗速率会大大降低，其所耗用的时间远远大于均质土壤入渗所需时间，并且夹层厚度越厚、数量越多，水分入渗速率越低，水分再分布至稳定所需时间越久。

通过对层状土柱中夹层上、下以及内部含水率动态变化分析可以发现，在入渗实验过程中，夹层内部的含水率变化幅度很小，A 柱、B 柱和 C 柱中夹层含水率的变幅仅为 0.04、0.02 和 0.01。而夹层下方的含水率变化幅度明显小于夹层上方，A 柱、B 柱和 C 柱中夹层上方观测点含水率变化幅度分别为 0.28，0.26 和 0.26，在夹层下方含水率变化幅度分别为 0.08、0.07 和 0.08。这是典型的细粒土夹层结构界面形成的阻滞效应。包气带的层状非均质结构主要是由于不同岩性界面处渗透性、持水性突变，通过吸持和阻滞包气带水分运移，形成阻滞效应[12]。只有在 2 种岩性地层分界面处水分积累至可以克服界

表 3　不同 SWCC 模型参数

Table 3　Different SWCC model parameters

土壤类型	K_s/(cm·h^{-1})	模型	模型参数							
			α/cm^{-1}	n	m	l	h_m/cm	σ	θ_s/(cm^3·cm^{-3})	θ_r/(cm^3·cm^{-3})
中砂	86.88	BC	0.619	0.755	–	0.500	–	–	0.400	0
		VG	0.028	6.956	0.856	0.500	–	–	0.369	0.045
		LN	–	–	–	–	36.360	0.2439	0.364	0.037
粉土	2.16	BC	0.001	1.200	–	0.500	–	–	0.452	0.100
		VG	0.002	1.230	0.187	0.500	–	–	0.450	0.160
		LN	–	–	–	–	501.000	2.7510	0.460	0.034

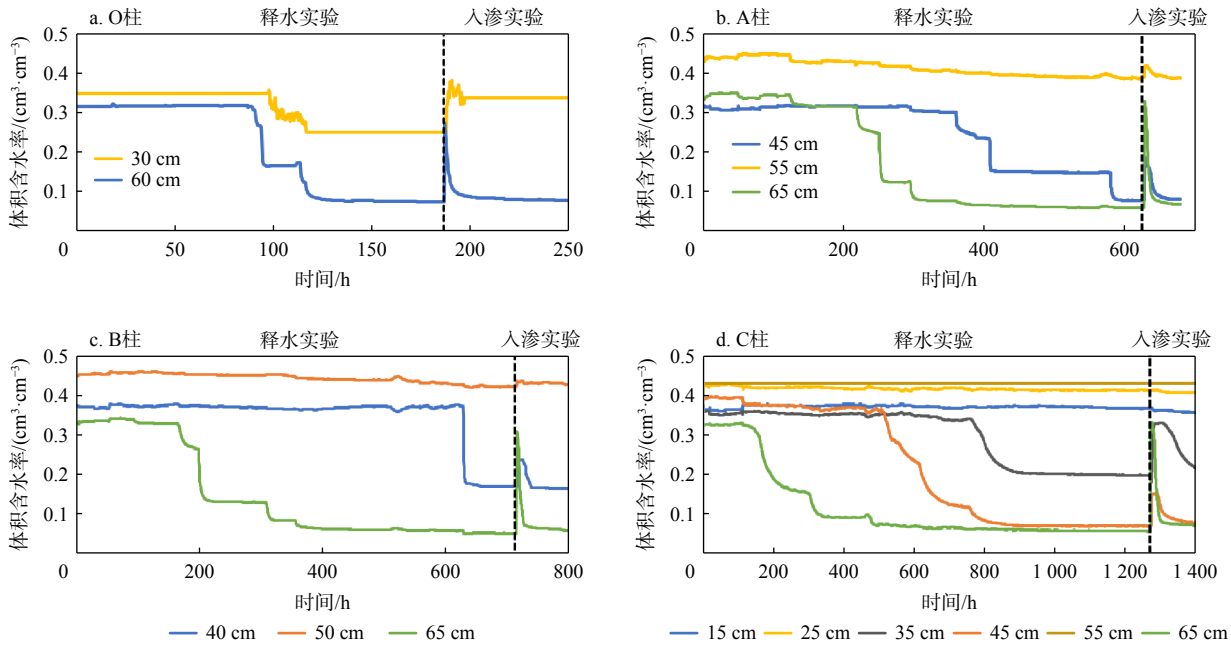


图 2　土柱观测点体积含水率随时间动态变化图（图例数据为 5TE 安装位置的高度，见图 1）

Fig. 2　Dynamic change of volumetric water content of soil column observation point over time

面阻滞力作用条件下，包气带中水分才能够继续运移[37]。这种阻滞效应对入渗过程具有不可忽视的影响，即包气带多层岩性结构对来自地表的入渗水流具有蓄积作用，这是干旱区地下水生态功能形成和发挥作用的重要机制之一。

2.2　不同包气带岩性结构土壤水分分布

对土柱观测点含水率动态曲线的分析表明，释水实验结束时，4 个土柱中已形成了稳定含水率剖面。而入渗实验中 4 个土柱下边界渗出量分别为 1 059，1 059，1 058，1 058 mL，与上边界总入渗量（1 059 mL）基本一致，表明入渗实验前后，4 个土柱均已形成了稳定含水率剖面。

土柱入渗实验结束后，对 4 个土柱含水率剖面进行了精细刻画，按 1 cm 间隔取样，在夹层交界处精细分层取样（1 cm 厚度共取 10 层土），利用烘干法测量质量含水率，结合其干密度，计算体积含水率，确定土柱含水率剖面分布（图 3）。由图 3a 可见，在地下水位埋深超过毛细上升高度，无蒸发与入渗时，O 柱中近地表部分只存在结合水与孔角毛细水，含水率接近 0，由此向下，随着较细小孔隙通道中出现支持毛细水，含水率渐增，在近潜水面处，连最粗大的孔隙通道也饱含毛细水，形成毛细饱和带。图 3b 表明在 A 柱 10 cm 夹层中滞留了大量水分（4.22 cm），并且在夹层上下方均形成了水分聚集区，水量为 0.55 cm。而在 B 柱中，由于夹层厚度增大至 15 cm，夹层中滞留了更多水分（6.26 cm），夹层上下方水分聚集区滞留了 0.95 cm 的水量。C 柱中双 10 cm 夹层的设置，导致滞留的水分更多，C 柱的 2 个夹层中滞留了 8.49 cm 的水量。这表明随着夹层厚度增大、夹层数量增多，夹层内部和顶底面处蓄积的水量增大。由表 4 可见，实验结束时，O 柱、A 柱、B 柱和 C 柱的持水量分别为 11.02，17.22，18.92，18.55 cm；其中 A 柱、B 柱和 C 柱中粉土夹层中储存的水量分别占了总持水量的 24.50%，33.09%，45.77%。细粒土夹层结构的土壤持水量明显多于均质土壤的持水量，而 B 柱和 C 柱中夹层加厚、数量增多导致夹层内和夹层界面处均滞留了更多水分。

根据层状土柱水分运移过程分析，中砂与粉土之间的孔隙率和渗透系数相差较大，且粉土中小孔隙较多，在含水率相同的情况下，粉土夹层比中砂具有更高的基质吸力，饱和的粉土夹层对界面上方水分的运移产生了较大阻力，导致界面以上土壤中的含水率增加，形成了水分聚集区。而在夹层下方，由于粉土的毛细吸力强，吸附了一部分水量，延缓了含水率在下界面处突降的趋势，这导致下部中砂层的含水率明显高于均质土柱相同位置处的含水率，在夹层下界面附近中砂层中形成了一个水分集聚区。

2.3　模拟结果对比分析

基于上述概念模型和参数，建立了采用 VG、BC、LN 模型的变饱和水流数值模拟模型（分别简称为 S-VG、S-BC、S-LN），并采用广泛用于验证水文模型模拟效果的纳什效率系数[38]（*NSE*）和均方根误差

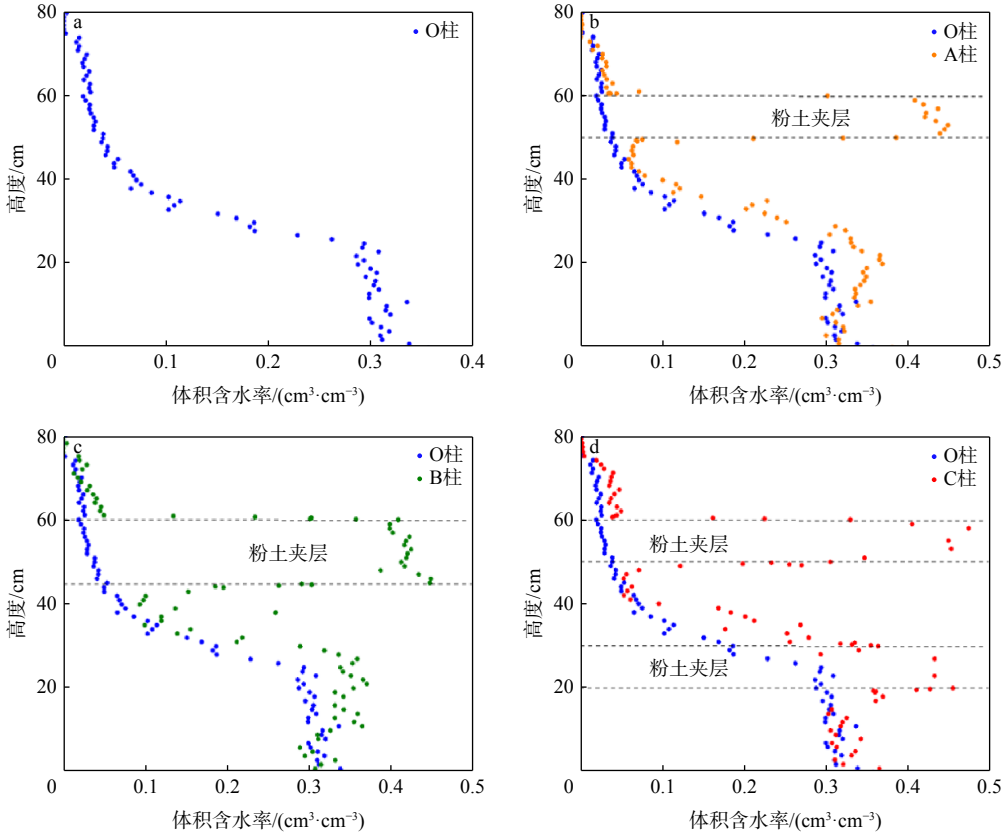


图 3　4 个土柱体积含水率剖面分布图

Fig. 3　Volumetrc water content profile distribution of four soil columns

表 4　A、B、C 柱中夹层及夹层上下方 5 cm 持水量汇总

Table 4　Summary of water-holding capacity in interlayers and in 5 cm layers above and below the interlayers in columns A, B and C

土柱类型	A柱			B柱			C柱					
	上	夹层	下	上	夹层	下	上[a]	夹层[a]	下[a]	上[b]	夹层[b]	下[b]
持水量/cm	0.19	4.22	0.36	0.18	6.26	0.77	0.30	4.24	0.51	1.30	4.25	1.85
占比/%	1.10	24.50	2.09	0.95	33.09	4.06	1.62	22.86	2.75	7.01	22.91	9.97
总持水量/cm		17.22			18.92				18.55			

注: [a]为C柱中50 ~ 60 cm处的夹层, [b]为C柱中20 ~ 30 cm处的夹层, 见图1

(*RMSE*)进行了对比分析。3 种模拟模型均准确模拟了 O 柱各监测点处含水率动态变化趋势, *NSE* 分别为 0.9881, 0.9823 和 0.9950, 但在具体数值上有一定的偏差(图 4a), *RMSE* 分别为 0.0330, 0.0461 和 0.0152。S-BC 模型模拟结果偏差较大, 主要是由于 BC 模型高估了中砂饱和含水率。在模拟 A 柱、B 柱和 C 柱的含水率动态时, S-VG 模型模拟结果的 *NSE* 最高(分别为 0.9912, 0.9894 和 0.9623), *RMSE* 最小(分别为 0.0254, 0.0228 和 0.0367), 证明 S-VG 模型表现出了较好的模拟结果(图 4, 表 5)。

将实际含水率分布与 S-VG, S-BC 和 S-LN 的模拟含水率分布进行了对比, 结果见图 5, 可知 S-VG、S-BC 和 S-LN 模型均预测了 A 柱, B 柱和 C 柱的含水率剖面分布规律, 相较于其余 2 个模型, S-LN 模型对含水率剖面的模拟结果更好, 其对 3 个层状土柱实验含水率剖面模拟结果的 *NSE*(分别为 0.9128, 0.9077 和 0.8345)最接近 1, *RMSE*(分别为 0.0483, 0.0581 和 0.0675)最小。此外, 3 个模拟模型在夹层上下方附近的模拟值均小于实际值, 如在 A 柱中粉土夹层界面上方, 3 个模型的模拟含水率结果误差分别为−59.22%, −32.63% 和−47.49%, 表明 S-VG、S-BC 和 S-LN 模型均难已准确刻画出粉土夹层与中砂交接界面处的水分聚集区。

2.4　分段式 SWCC 方程模拟

为了准确模拟夹层土柱的含水率剖面, 首先需要对粉土夹层与中砂交接界面处的水分聚集区形成

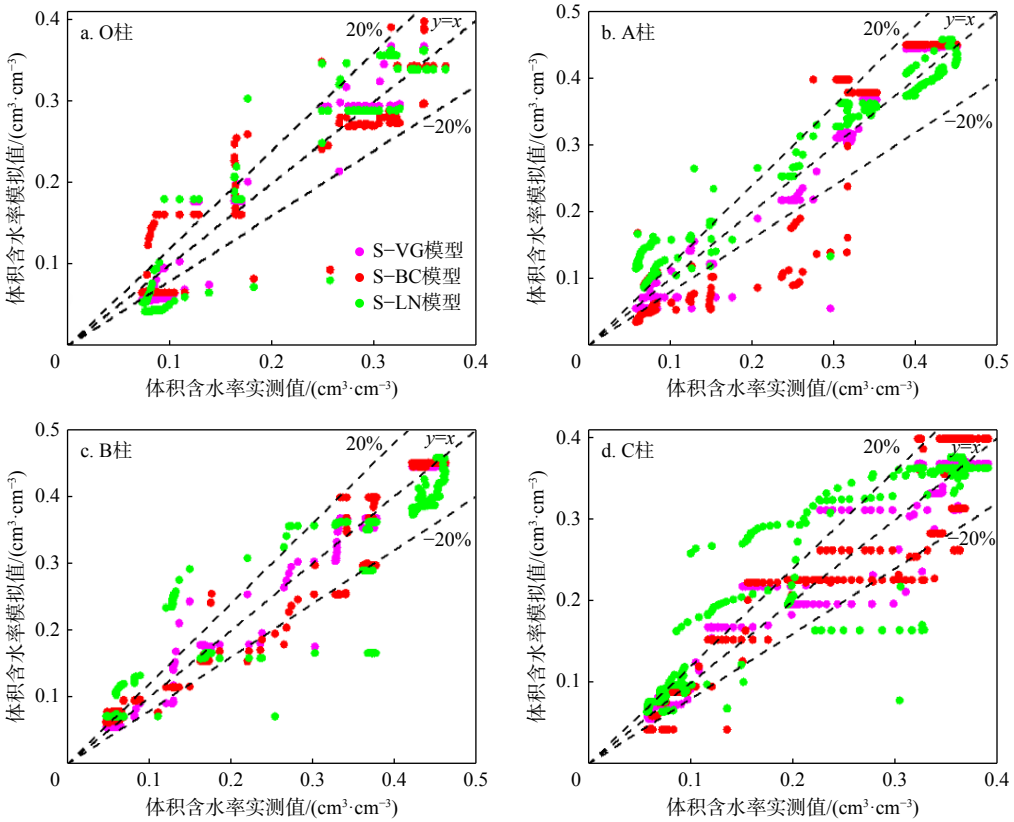


图 4　不同模型模拟实验阶段 4 个土柱体积含水率误差图

Fig. 4　Volumetric water content error diagrams of four soil columns in simulation experiment stages of different models

表 5　不同模型对 3 种土柱实验模拟含水率的均方根误差 *RMSE* 和纳什效率系数 *NSE*

Table 5　*RMSE* and *NSE* of the simulated water content of three kind of soil columns simulated by different models

土柱类型	S-VG模型		S-BC模型		S-LN模型		S-mVG模型	
	NSE	*RMSE*	*NSE*	*RMSE*	*NSE*	*RMSE*	*NSE*	*RMSE*
A柱	0.8071	0.0869	0.6849	0.1013	0.9128	0.0483	0.9424	0.0461
B柱	0.8439	0.0629	0.8696	0.0706	0.9077	0.0581	0.9402	0.0572
C柱	0.7699	0.0874	0.7377	0.0950	0.8345	0.0675	0.8361	0.0638

机理进行深入分析。当入渗水到达粉土层时，具有比粉土夹层更高渗透系数的中砂层将以大于粉土夹层所能接受的速率输送水，导致界面以上土壤中的含水率增加，水分积聚。粉土夹层比上覆的中砂层具有更高的吸力头，对水具有更高的吸引力，进而导致粉土夹层被浸湿。随后，饱和的粉土夹层对水分运移施加较大阻力，使得水流显著减少[39]。由于粉土夹层对水分的吸力和持水能力均较强，吸附了一部分水量，其体积含水率远大于下部中砂层的体积含水率，延缓了含水率在夹层下界面处的急剧下降趋势，在夹层下界面附近的中砂层中形成了一个水分集聚区。

LUCKNER 等[40] 和 VOGEL 等[41] 的研究表明当 VG 模型的曲线形状参数 n<2 时，VG 模型方程在饱和区缺乏二阶连续性，如果结合渗透系数公式，得到的渗透系数函数 $K(h)$将在压力低于饱和时急剧下降，特别是当 n 接近其下限 1.0 时[30]；当 1<n<1.3 时，渗透系数的降低将更为剧烈，以至于在近饱和区的模拟值与实际值存在一定的偏差。VOGEL 等[41] 通过引入一个小的最小毛细高度 H_s 和一个虚构的参数 θ_m，解决了 VG 模型的概念和数值限制。修正后的 VG 模型（简称 mVG 模型）如下：

$$\theta=\begin{cases}\theta_r+\dfrac{(\theta_m-\theta_r)}{[1+|\alpha H_p|^n]^m} & ,\ H_p<H_s\\ \theta_s & ,\ H_p\geqslant H_s\end{cases}, \tag{3}$$

$$\theta_m=\theta_r+(\theta_s-\theta_r)(1+|\alpha H_s|^n)^m, \tag{4}$$

式中：θ_r 为残余含水率，cm³/cm³；α 为拟合参数，cm⁻¹；m 均为曲线形状参数，无量纲。

使用该模型时，为了使渗透系数在饱和区附近

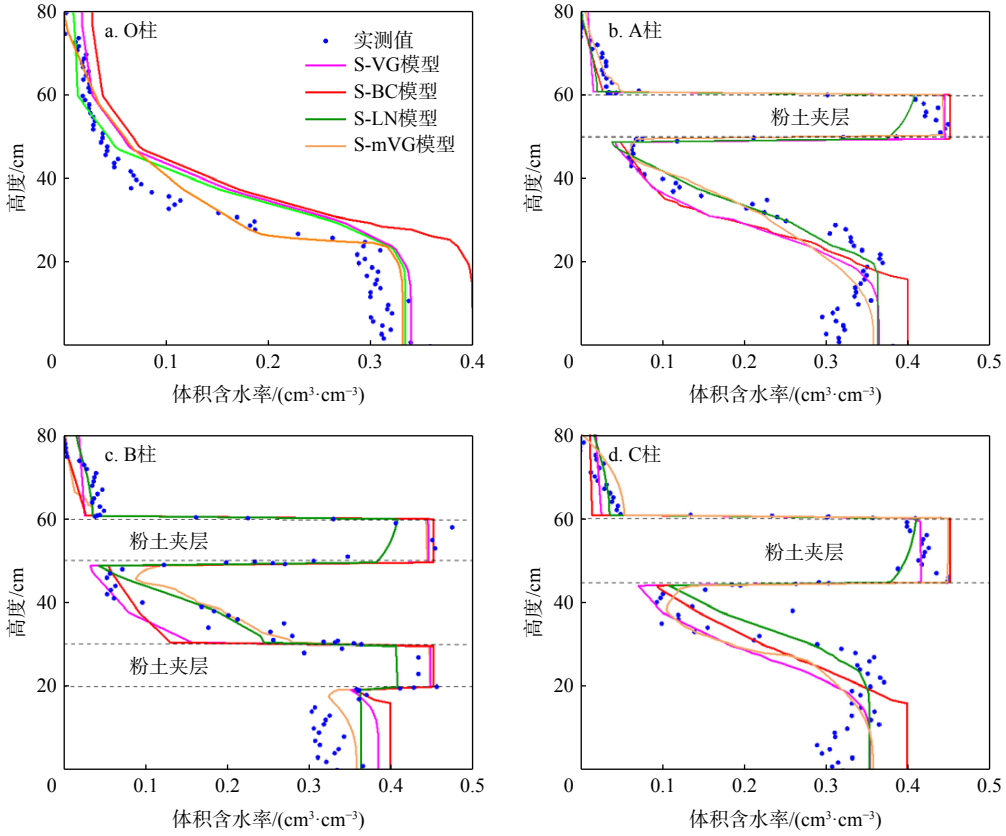


图 5　不同模型模拟 4 个土柱最终时刻体积含水率剖面图

Fig. 5　Volumetric water content distribution at the final moment of four soil columns simulated by different models

相对较大地增加，选择 SWCC 曲线上的一点，其含水率为 θ_k（该值低于饱和含水率 θ_s），对应的水头为 H_k，对应的渗透系数为 K_k。之后将渗透系数率进一步离散为 3 个区域，如图 6a 所示：当 $H_p \leqslant H_s$ 时，$K=K_s$；当 $H_s<H_p \leqslant H_k$ 时，K 是 K_s 和 K_k 之间的线性插值；当 $H_p>H_k$ 时，K 是以 Mualem 模型[36] 求得的非线性值。具体表达式为：

$$K=\begin{cases} K_s & ,\ H_p \leqslant H_s \\ K_k+\dfrac{(H_p-H_k)(K_s-K_k)}{H_s-H_k} & ,\ H_s<H_p \leqslant H_k \\ K_sK_r & ,\ H_p>H_k \end{cases} \quad (5)$$

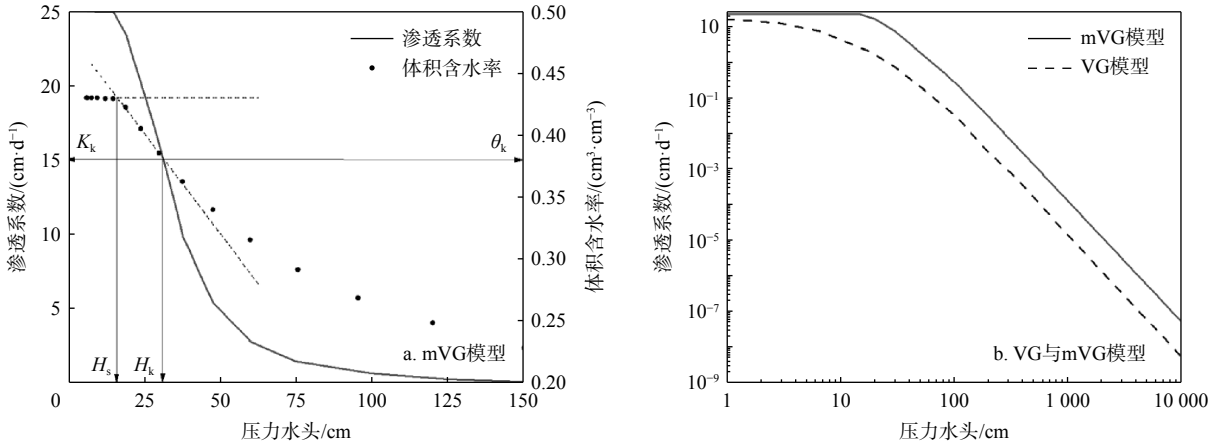
$$K_r=\frac{K_k}{K_s}\left[\frac{S_e(\theta)}{S_e(\theta_k)}\right]\left[\frac{F(\theta_r)-F(\theta)}{F(\theta_r)-F(\theta_k)}\right]^2, \quad (6)$$

$$F(\theta)=\left[1-\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_m-\theta_r}\right)^{1/m}\right]^m, \quad (7)$$

式中：K_s 为饱和渗透系数；K_r 为相对渗透系数，无量纲；S_e 表示土壤水饱和度；$F(\theta)$ 为中间变量，无量纲。

该模型与原 VG 模型对应的渗透系数曲线对比结果见图 6b。相较于 VG 模型，mVG 模型对应的渗透系数明显更高。

根据夹层土柱释水实验实测底部流量对中砂和粉土的 mVG 模型参数进行反演，最终参数见表 6。将参数代入 A 柱、B 柱和 C 柱的基于 mVG 模型的非饱和水流数值模拟模型（简称 S-mVG）中，模拟最终时刻含水率分布结果与 S-VG、S-BC、S-LN 模型模拟结果对比结果如图 5 所示。S-mVG 模型在模拟带夹层土柱释水和入渗实验过程中，相较于另外 3 组模型更为准确地预测了夹层结构土柱的含水率剖面分布，模拟含水率剖面结果的 *NSE* 更接近 1，*RMSE* 最小。由图 5 中可见，S-mVG 模型模拟结果与 S-VG 和 S-LN 模型结果的差异主要体现在夹层界面附近，其模拟的夹层附近含水率与实测值更为接近，模拟的持水量也更接近实测值（表 7），S-mVG 模型在弱透水夹层上下两侧 5cm 内的含水率分布模拟值误差范围为 0.34%～20.99%，明显低于 S-VG、S-BC、S-LN 模型在该区域模拟值的绝对误差（分别为 2.97%～59.22%，6.23%～67.75% 和 2.47%～47.49%）。这主要是因为 mVG 模型对应的渗透系数在饱和区附近相对较大地增加，在预测弱透水夹层上下方近饱和区域的渗透系数更为准确。这表明 mVG 模型能够很好准确地评价非均质土中弱透水层界面附近的水分分布及其蓄水总量。



K_k 为 SWCC 曲线上一点对应的渗透系数, cm/d; H_s 为最小毛细高度, cm; H_k 为 SWCC 曲线上一点对应的水头, cm; θ_k 为 SWCC 曲线上一点的含水率, 低于饱和含水率 θ_s, cm^3/cm^3; 下同

图 6　mVG 模型渗透系数曲线图 (a) 和 VG 与 mVG 模型渗透系数曲线对比图 (b)

Fig. 6　Hydraulic conductivity curve of mVG model (a) and comparison diagram of hydraulic conductivity curve between VG and mVG models (b)

表 6　土柱实验中中砂和粉土的修正 VG 模型参数

Table 6　Modified VG model parameters of medium sand and silt in soil column experiment

土壤类型	θ_s/(cm³·cm⁻³)	θ_r/(cm³·cm⁻³)	α/cm⁻¹	n	K_s/(cm·h⁻¹)	l	θ_m/(cm³·cm⁻³)	θ_k/(cm³·cm⁻³)
中砂	0.3585	0.0580	0.0319	3.1803	86.88	0.5	0.2863	0.35
粉土	0.4500	0.0465	0.0031	1.0166	2.16	0.5	0.4400	0.45

注: θ_m为虚构参数

表 7　夹层上下方 5 cm 范围内单位面积的持水量实测值与模拟值

Table 7　Measured and simulated water holding content per unit area in the range of 5 cm above and below the interlayer

土柱类型	高度/cm	实测值/cm	S-VG模型		S-BC模型		S-LN模型		S-mVG模型	
			模拟值/cm	误差/%	模拟值/cm	误差/%	模拟值/cm	误差/%	模拟值/cm	误差/%
A柱	60~65	0.1891	0.0771	−59.22	0.1274	−32.63	0.0993	−47.49	0.2127	+12.48
	45~50	0.3566	0.2270	−36.34	0.2627	−26.33	0.2205	−38.17	0.3048	−14.53
B柱	60~65	0.1758	0.1012	−42.43	0.0567	−67.75	0.1412	−19.68	0.2127	+20.99
	40~45	0.7713	0.3747	−51.42	0.5022	−34.89	0.6776	−12.15	0.6853	−11.15
C柱	60~65	0.3020	0.2532	−16.16	0.2518	−16.62	0.2885	−4.47	0.2914	−3.51
	45~50	0.5147	0.2245	−56.38	0.3510	−31.80	0.4717	−8.35	0.5286	+2.70
	30~35	1.3036	0.7548	−42.10	0.6268	−51.92	1.2136	−6.90	1.3080	+0.34
	15~20	1.7946	1.8479	+2.97	1.9064	+6.23	1.8390	+2.47	1.6870	−5.60

3　结　论

(1)均质土柱和层状土柱的土壤水分运移规律相似, 但细粒土夹层会对入渗水下移特征产生明显阻滞效应, 在释水实验过程中, A 柱、B 柱和 C 柱释水过程持续时长相较于 O 柱分别增加了 290, 500, 780 h。在入渗实验过程中, O 柱在 20 h 后水分再分布至稳定, 而在 A 柱、B 柱和 C 柱中, 水分再分布至稳定的时间分别延迟至 40, 50, 110 h。

(2)实验结束时, O 柱、A 柱、B 柱和 C 柱的持水量分别为 11.02, 17.22, 18.92, 18.55 cm; 其中 A 柱、B 柱和 C 柱中粉土夹层中的储存水量分别占总持水量的 24.50%, 33.09%, 45.77%; 夹层界面处聚集的水分分别为 0.55, 0.95, 3.96 cm。层状非均质土柱持水量明显多于均质土柱, 而 B 柱和 C 柱中夹层加厚、数量增多导致夹层内和夹层界面处均滞留了更多水分。

(3)S-VG、S-BC 和 S-LN 模型均能预测层状非均质土柱的含水率剖面整体分布规律, *NSE* 分别为 0.9128, 0.9077 和 0.8345, 其中 S-LN 模型模拟含水率剖面的结果最好, 但 3 个模型大都低估了弱透水夹层上下两侧 5 cm 内的含水率, 绝对误差范围为

2.97%～59.22%, 6.23%～67.75% 和 2.47%～47.49%。

(4)将 VG 模型及其对应渗透系数模型划分为三段式的模拟模型(简称为 S-mVG 模型)则很好地模拟了在弱透水夹层上下两侧 5 cm 内的含水率分布, 误差范围为 0.34%～20.99%; 对非均质土柱 A 柱、B 柱、C 柱整体含水率剖面的模拟效果亦好于其余 3 个模型, 其 *NSE* 分别为 0.942 4, 0.940 2 和 0.836 1, 表明分段式 VG 模型能够很准确地评价非均质土中弱透水层界面附近的水分分布及其蓄水总量。这对干旱半干旱地区水资源保护与管理、预防与治理干旱引起的环境问题、保护干旱区的生态系统具有重要的现实意义。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献:

[1] 孙自永, 王俊友, 葛孟琰, 等. 基于水稳定同位素的地下水型陆地植被识别: 研究进展、面临挑战及未来研究展望 [J]. 地质科技通报, 2020, 39(1): 11-20.
SUN Z Y, WANG J Y, GE M Y, et al. Isotopic approaches to identify groundwater dependent terrestrial vegetation: Progress, challenges, and prospects for future research[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2020, 39(1): 11-20. (in Chinese with English abstract)

[2] 王金哲, 张光辉, 严明疆, 等. 干旱区地下水功能评价与区划体系指标权重解析 [J]. 农业工程学报, 2020, 36(22): 133-143.
WANG J Z, ZHANG G H, YAN M J, et al. Index weight analysis of groundwater function evaluation and zoning system in arid areas[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2020, 36(22): 133-143. (in Chinese with English abstract)

[3] 邓铭江. 破解内陆干旱区水资源紧缺问题的关键举措: 新疆干旱区水问题发展趋势与调控策略 [J]. 中国水利, 2018(6): 14-17.
DENG M J. National water conservation action is a key measure for alleviating water shortage in inland dry areas: A study on the development trend of water issues in the dry areas of Xingjiang Uyghur Autonomous Region and its allocation and regulation strategy[J]. China Water Resources, 2018(6): 14-17. (in Chinese with English abstract)

[4] 贾利民, 郭中小, 龙胤慧, 等. 干旱区地下水生态水位研究进展 [J]. 生态科学, 2015, 34(2): 187-193.
JIA L M, GUO Z X, LONG Y H, et al. Research advances in ecological groundwater level in arid areas[J]. Ecological Science, 2015, 34(2): 187-193. (in Chinese with English abstract)

[5] 王文科, 宫程程, 张在勇, 等. 旱区地下水文与生态效应研究现状与展望 [J]. 地球科学进展, 2018, 33(7): 702-718.
WANG W K, GONG C C, ZHANG Z Y, et al. Research status and prospect of the subsurface hydrology and ecological effect in arid regions[J]. Advances in Earth Science, 2018, 33(7): 702-718. (in Chinese with English abstract)

[6] 杨祎, 武娅娟, 田宽娟, 等. 张掖湿地土壤–地下水环境对天然植被生态系统的影响 [J]. 水利规划与设计, 2023(2): 51-55.
YANG Y, WU Y J, TIAN K J, et al. Effects of soil-groundwater environment on natural vegetation ecosystem in Zhangye wetland[J]. Water Resources Planning and Design, 2023(2): 51-55. (in Chinese with English abstract)

[7] 胡顺, 凌抗, 王俊友, 等. 西北典型内陆流域地下水与湿地生态系统协同演化机制 [J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(5): 22-31.
HU S, LING K, WANG J Y, et al. Co-evolution mechanism of groundwater and wetland ecosystem in a typical inland watershed in Northwest China[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(5): 22-31. (in Chinese with English abstract)

[8] 赵文智, 周宏, 刘鹄. 干旱区包气带土壤水分运移及其对地下水补给研究进展 [J]. 地球科学进展, 2017, 32(9): 908-918.
ZHAO W Z, ZHOU H, LIU H. Advances in moisture migration in vadose zone of dryland and recharge effects on groundwater dynamics[J]. Advances in Earth Science, 2017, 32(9): 908-918. (in Chinese with English abstract)

[9] 王金哲, 张光辉, 王茜, 等. 西北干旱区地下水生态功能评价指标体系构建与应用 [J]. 地质学报, 2021, 95(5): 1573-1581.
WANG J Z, ZHANG G H, WANG Q, et al. Construction and application of evaluation index system of groundwater ecological function in northwest arid area[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(5): 1573-1581. (in Chinese with English abstract)

[10] 庞忠和, 黄天明, 杨硕, 等. 包气带在干旱半干旱地区地下水补给研究中的应用 [J]. 工程地质学报, 2018, 26(1): 51-61.
PANG Z H, HUANG T M, YANG S, et al. The potential of the unsaturated zone in groundwater recharge in arid and semiarid areas[J]. Journal of Engineering Geology, 2018, 26(1): 51-61. (in Chinese with English abstract)

[11] RODRIGUEZ-ITURBE I, D'ODORICO P, LAIO F, et al. Challenges in humid land ecohydrology: Interactions of water table and unsaturated zone with climate, soil, and vegetation[J]. Water Resources Research, 2007, 43(9): 2007WR006073.

[12] 崔浩浩, 张冰, 冯欣, 等. 不同土体构型土壤的持水性能 [J]. 干旱地区农业研究, 2016, 34(4): 1-5.
CUI H H, ZHANG B, FENG X, et al. Soil water-holding properties of different soil body configuration[J]. Agricultural Research in the Arid Areas, 2016, 34(4): 1-5. (in Chinese with English abstract)

[13] 葛建, 黄德文, 高旭, 等. 分层土壤的持水性能研究 [J]. 西南农业学报, 2019, 32(9): 2126-2132.
GE J, HUANG D W, GAO X, et al. Water retention capacity of drained soil columns with grained layers[J]. Southwest China Journal of Agricultural Sciences, 2019, 32(9): 2126-2132. (in Chinese with English abstract)

[14] ZETTL J, LEE BARBOUR S, HUANG M B, et al. Influence of textural layering on field capacity of coarse soils[J]. Canadian Journal of Soil Science, 2011, 91(2): 133-147.

[15] LI N, JIANG H H, LI X Z. Behaviour of capillary barrier covers subjected to rainfall with different patterns[J]. Water, 2020, 12(11): 3133.

[16] TAN S H, WONG S W, CHIN D J, et al. Soil column infiltration

tests on biomediated capillary barrier systems for mitigating rainfall-induced landslides[J]. Environmental Earth Sciences, 2018, 77(16): 589.

[17] ZHAN L T, LI G Y, JIAO W G, et al. Performance of a compacted loess/gravel cover as a capillary barrier and landfill gas emissions controller in Northwest China[J]. Science of the Total Environment, 2020, 718: 137195.

[18] 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 W Y, ZHANG J F, WANG Z R, et al. Infiltration reduction effect of sand layer in loess[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2005, 36(6): 650-655. (in Chinese with English abstract)

[19] 高靖勋, 冯洪川, 祝晓彬, 等. 层状非均质结构包气带入渗过程单相流与两相流数值模拟对比研究 [J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(2): 24-32.
GAO J X, FENG H C, ZHU X B, et al. A comparative numerical simulation study of single-phase flow and water-gas two-phase flow infiltration process in the vadose zone with the layered heterogeneous structure[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(2): 24-32. (in Chinese with English abstract)

[20] 霍思远, 靳孟贵, 梁杏. 包气带弱渗透性黏土透镜体对降雨入渗补给影响的数值模拟 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2013, 43(5): 1579-1587.
HUO S Y, JIN M G, LIANG X. Impacts of low-permeability clay lens in vadose zone onto rainfall infiltration and groundwater recharge using numerical simulation of variably saturated flow[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2013, 43(5): 1579-1587. (in Chinese with English abstract)

[21] 李毅, 任鑫, Horton Robert. 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 Y, REN X, ROBERT H. 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 with English abstract)

[22] 赵宇龙. 滴水条件下层状土壤盐分积累特点研究 [D]. 新疆石河子: 石河子大学, 2015.
ZHAO Y L. Study on salt accumulation characteristics of layered soil under drop water condition[D]. Shihezi Xinjiang: Shihezi University, 2015. (in Chinese with English abstract)

[23] 王晓彤, 胡振琪, 梁宇生. 基于 Hydrus-1D 的黄河泥沙充填复垦土壤夹层结构优化 [J]. 农业工程学报, 2022, 38(2): 76-86.
WANG X T, HU Z Q, LIANG Y S. Structural optimization of reclaimed subsidence land interlayers filling with the Yellow River sediments using a Hydrus-1D model[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2022, 38(2): 76-86. (in Chinese with English abstract)

[24] 马蒙蒙, 林青, 徐绍辉. 不同因素影响下层状土壤水分入渗特征及水力学参数估计 [J]. 土壤学报, 2020, 57(2): 347-358.
MA M M, LIN Q, XU S H. Water infiltration characteristics of layered soil under influences of different factors and estimation of hydraulic parameters[J]. Acta Pedologica Sinica, 2020, 57(2): 347-358.(in Chinese with English abstract)

[25] 孙蓉琳, 王梦迪, 陈阳, 等. 喻家山土壤含水率对次降雨事件的响应及影响因素 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(6): 215-222.
SUN R L, WANG M D, CHEN Y, et al. Responses of soil moisture content to rainfall events and its influencing factors at Yujia Mountain[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(6): 215-222. (in Chinese with English abstract)

[26] 陈崇希, 唐仲华, 谢永桦, 等. 有入渗补给的层状非均质含水层圆岛潜水井流模型 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(4): 15-26.
CHEN C X, TANG Z H, XIE Y H, et al. A well flow model for a stratified heterogenous unconfined aquifer in a round island with infiltration recharge[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(4): 15-26. (in Chinese with English abstract)

[27] 吴叔赢, 张建丰, 杨潇. 上层土壤密度对模拟指流层状土壤水分入渗的影响 [J]. 灌溉排水学报, 2011, 30(6): 57-60.
WU S Y, ZHANG J F, YANG X. The effect of upper soil bulk density on water infiltration in simulate finger flow of layered soil[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2011, 30(6): 57-60. (in Chinese with English abstract)

[28] 李睿冉, 刘思岐, 刘旭. 盐水入渗和有植物条件下室内层状土壤水盐运移的研究 [J]. 节水灌溉, 2022(6): 78-84.
LI R R, LIU S Q, LIU X. Study on saltwater infiltration and water and salt transport in indoor stratified soil under vegetative conditions[J]. Water Saving Irrigation, 2022(6): 78-84. (in Chinese with English abstract)

[29] 虞佩媛, 王文科, 王周锋, 等. 包气带岩性结构对降雨入渗能力的影响 [J]. 水利水电技术, 2019, 50(3): 25-33.
YU P Y, WANG W K, WANG Z F, et al. Influence of lithologic structure of vadose zone on rainfall infiltration capacity[J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2019, 50(3): 25-33. (in Chinese with English abstract)

[30] 汪正, 胡顺, 马瑞, 等. 基于随机森林的电容式土壤水分传感器校准研究 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(5): 249-256.
WANG Z, HU S, MA R, et al. Calibration of capacitive soil moisture sensor based on random forest[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(5): 249-256. (in Chinese with English abstract)

[31] 中华人民共和国住房和城乡建设部, 国家市场监督管理总局. 土工试验方法标准: GB/T 50123-2019[S]. 北京: 中国标准出版社, 2019.
Ministry of Housing and Urban-Rural Development of the People's Republic of China, State Administration for Market Regulation. Standard for test methods of geotechnical engineering: GB/T 50123-2019[S]. Beijing: China Standards Press, 2019.(in Chinese)

[32] ZHAO J Y, LI S Y, WANG C, et al. A universal soil-water characteristic curve model based on the particle size distribution and fractal theory[J]. Journal of Hydrology, 2023, 622: 129691.

[33] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated Soils1[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892.

[34] BROOKS R H, COREY A T. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design[J]. Transactions of the ASAE, 1964, 7(1): 26-28.

[35] KOSUGI K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties[J]. Water Resources Research, 1996, 32(9):

2697-2703.

[36] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research, 1976, 12(3): 513-522.

[37] 崔浩浩, 张光辉, 张亚哲, 等. 层状非均质包气带渗透性特征及其对降水入渗的影响 [J]. 干旱地区农业研究, 2020, 38(3): 1-9.
CUI H H, ZHANG G H, ZHANG Y Z, et al. Permeability characteristics of layered-heterogeneous vadose zone and influence on precipitation infiltration[J]. Agricultural Research in the Arid Areas, 2020, 38(3): 1-9. (in Chinese with English abstract)

[38] NASH J E, SUTCLIFFE J V. River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, 10(3): 282-290.

[39] MILLER D E, GARDNER W H. Water infiltration into stratified soil[J]. Soil Science Society of America Journal, 1962, 26(2): 115-119.

[40] LUCKNER L, VAN GENUCHTEN M T, NIELSEN D R. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface[J]. Water Resources Research, 1989, 25(10): 2187-2193.

[41] VOGEL T, VAN GENUCHTEN M T, CISLEROVA M. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions[J]. Advances in Water Resources, 2000, 24(2): 133-144.

Summary for “非均质包气带土壤含水率分布定量刻画及其模拟”

Quantitative characterization and simulation of soil moisture distribution in heterogeneous vadose zone

WANG Mingsen[1,2], DENG Bin[1], ZHANG Wanqi[3], SUN Zhijian[1], LIU Yanfeng[1], ZHANG Lin[4,5*]

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430078, China;
2. Tianjin Geological Survey Center, China Geological Survey(North China Geological Science and Technology Innovation Center), Tianjin 300170, China;
3. Hubei Institute of Water Resources Survey and Design Co., Ltd., Wuhan 430064, China;
4. State Key Laboratory of Eco-Hydraulics in Northwest Arid Region of China, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China;
5. College of Environmental Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao Shandong 266100, China

First author, E-mail: 20171002222@cug.edu.cn

* Corresponding author, E-mail: linzhang001@126.com

Abstract: [**Objective**] The vadose zone serves as a critical link between vegetation and groundwater, with its lithological structure being one of the main factors influencing groundwater ecological functions. However, the low-permeability interlayer within the vadose zone structure has a delayed effect on the infiltration flow from the surface and local water retention (perched water). Although the water volume in this zone is relatively small, it plays a significant role in supplying water for maintaining vegetation ecology in extremely arid areas. To explore how lithological structure affects soil water content distribution, [**Methods**] four soil columns were designed: A homogeneous soil column (O), a thin interbedded soil column (A), a single thick interbedded soil column (B), and a double interbedded soil column (C). Indoor drainage and infiltration experiments were conducted on these layered heterogeneous soil columns. Numerical simulations of variable saturation flow were performed based on the physical experiments. [**Results**] The fine-grained soil interlayer structure causes water retention within the interlayer and at the upper and lower interfaces of the interlayer, forming a water accumulation zone. Compared with column O, the water release duration of columns A, B, and C increased by 290, 500, and 780 h, respectively, and the water holding capacity increased by 6.20, 7.90 and 7.83 cm, respectively. The numerical simulation results show that the modified van Genuchten model can better simulate the layered soil moisture profile. [**Conclusion**] The fine-grained soil interlayer has a significant retarding effect on the migration of water within the vadose zone, and water is mainly retained inside the interlayer and at its upper and lower interfaces. The increase in the thickness and number of interlayers leads to greater water retention within the interlayer and at the interlayer interfaces. The corresponding relative permeability equation is divided into three stages, which can effectively improve the simulation accuracy of the layered soil water content profile.

Key words: layered heterogeneity; soil moisture distribution; numerical simulation; quantitative characterization; indoor drainage experiment and infiltration experiment of soil column; silt interlayer; vadose zone

Received: 2024-05-14; Revised: 2024-07-14; Accepted: 2024-07-17

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240256