

DOI: 10.13671/j.hjkxxb.2019.0348

郭志萍, 李斌, 孙西欢, 等. 2019. 不同生态修复模式下土壤水文性质及其对溶质运移的影响[J]. 环境科学学报, 39(12): 4251-4260

Guo Z P, Li B, Sun X H, et al. 2019. Soil hydrological properties and their effects on solute transport under different ecological restoration models in coal mining area[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 39(12): 4251-4260

不同生态修复模式下土壤水文性质及其对溶质运移的影响

郭志萍^{1,2}, 李斌³, 孙西欢¹, 杨永刚^{3,*}, 焦文涛^{4,*}

1. 太原理工大学水利科学与工程学院, 太原 030024

2. 山西水利职业技术学院, 运城 044004

3. 山西大学环境与资源学院, 太原 030006

4. 中国科学院生态环境研究中心, 北京 100085

摘要: 煤矿区生态修复过程中不可避免地改变了土壤水和溶质运移过程。土壤水是溶质运移的主要载体, 溶质运移受土壤水文性质与植被状况影响。以我国北方典型半干旱区山西古交矿区草本、灌草和乔灌草 3 种不同生态修复区和撂荒地的土壤为研究对象, 揭示不同生态修复模式下土壤水文性质变化规律及其对溶质运移的影响。结果表明, 土壤持水性从大到小依次为乔灌草地>灌草地>草地>撂荒地, 草本、灌草和乔灌草 3 种植被修复区的土壤含水量相对于撂荒地分别增加了 33.79%、59.19% 和 62.71%, 植被修复有助于增加土壤层蓄水能力。土壤饱和和导水率由大到小依次为草地(1.736 mm·min⁻¹)>灌草地(1.678 mm·min⁻¹)>乔灌草地(1.564 mm·min⁻¹)>撂荒地(1.012 mm·min⁻¹), 非饱和导水率随吸力增大而呈指数下降, 植被修复过程中降低容重的同时提高了土壤持水性, 改善土壤持水性能。不同生态修复区土壤中溶质穿透时间呈草地>灌草地>乔灌草地>撂荒地的趋势。CDE、SC 和 TRM 模型均可对矿区不同生态修复模式土壤的溶质运移过程进行较好的表达, 其中 CDE 模型拟合效果最好。结果表明研究区溶质运移方式以对流为主, 而且土壤容重和砂粒含量是影响溶质运移的主要因素。

关键词: 矿区; 修复模式; 土壤水文; 溶质运移; 数值模拟

文章编号: 0253-2468(2019)12-4251-10

中图分类号: X53

文献标识码: A

Soil hydrological properties and their effects on solute transport under different ecological restoration models in coal mining area

GUO Zhiping^{1,2}, LI Bin³, SUN Xihuan¹, YANG Yonggang^{3,*}, JIAO Wentao^{4,*}

1. College of Hydraulic Science & Engineering, Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030024

2. Shanxi Conservancy Technical Institute, Yuncheng 044004

3. College of Environment & Resource Science, Shanxi University, Taiyuan 030006

4. Research Center for Eco-Environmental Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085

Abstract: The transport process of soil water and solute are inevitably changed during ecological restoration of mining areas. Soil water is the main carrier of solute transport. Which is affected by soil hydrological properties and vegetation status. Investigation and describing soil hydrological properties and solute transport process in unsaturated zone is one of key scientific issues during the process of ecosystem restoration in mining area. In this study, herbaceous, shrubs, arbors, shrubs and grasses vegetation restoration areas and abandoned wasteland in Gujiao mining area of Shanxi Province were selected as the research objects. By monitoring soil physical and chemical properties and hydraulic parameters under different ecological restoration modes, soil hydrological properties were revealed in ecological restoration areas. The migration process and transport characteristics of solute under different ecosystem restoration modes were simulated by CDE, TRM and SC models. effects of soil hydrological properties on solute transport were investigated under different ecological restoration models in coal mining. The results show that soil water-holding capacities ranked as follows: arbors-shrubs-grasses>shrubs-grasses area>herbaceous area>abandoned wasteland area. Soil saturated water conductivity ranked as follows: herbaceous area>shrubs-grasses area>arbors-shrubs-grasses>abandoned wasteland area. Compared with that of abandoned land, the water holding capacity of herbaceous, irrigated grass and arbor irrigated grass increased by 33.79%, 59.19% and 62.71%, respectively. After ecosystem restoration, there was a significant positive correlation between bulk density and soil water holding capacity. Vegetation reduced bulk density and improved soil water holding capacity. The unsaturated water conductivity

收稿日期: 2019-07-11

修回日期: 2019-08-30

录用日期: 2019-08-30

基金项目: 山西省“1331 工程”重点创新团队建设计划“受损土壤系统生态修复”(No. PY201806); 山西省应用基础研究计划(No. 201801D121028); 山西省高等学校青年科研计划资助

作者简介: 郭志萍(1978—), 女, 博士, E-mail: guozhiping2006@126.com; * 责任作者, E-mail: wtjiao@cees.ac.cn

decreased exponentially with the increase of suction. Solute penetration time of different ecological restoration models are in the following: herbaceous area ($1.736 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > shrubs- ($1.678 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > arbors-shrubs-grasses ($1.564 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > abandoned wasteland area ($1.012 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). CDE, SC and TRM model can better express the transport process of solute under different ecological remediation modes in the mining area, especially CDE. Convection was the main transport mode, and bulk density and sand content were the main factors affecting solute transport in mining area.

Keywords: mining area; restoration modes; soil hydrology; solute transport; numerical simulation

1 引言 (Introduction)

采矿导致植被破坏和土壤质量下降,进行生态修复可改善土壤结构和增加土壤肥力,生态修复模式的选择直接影响土壤性质改良效果 (Asghari *et al.*, 2011; 杨永刚等, 2018). 认识和描述矿区土壤水与溶质运移过程是受损生态系统修复过程中的关键问题. 学者们对土壤中溶质运移开展了诸多研究, 之前研究主要通过盆栽试验和田间试验阐明氮素在植物-土壤系统中的吸附、转化和迁移规律 (Fu *et al.*, 2010; Moodley *et al.*, 2018). 研究介质从砂土扩展到粉土、黏土, 实验条件也从简单入渗发展到蒸发与入渗同时发生的复杂条件. 溶质运移模型在 CDE 模型的基础上发展出以两区模型为代表的确定性模型和以随机传输函数模型为代表的非确定性模型 (汪家权等, 2010; Haslauer *et al.*, 2017; 李家科等, 2017; Stirzaker *et al.*, 2018). 随后学者们陆续建立一系列针对具体问题的溶质运移模型, 包括 HYDRUS-1D/2D、SWMS-2D/3D、WATSUIT 等非反应性溶质运移模型, 以及 CHAIN-1D/2D、UNSATCHEM-1D/2D 等多组分反应性溶质运移模型, 并应用于盐分控制、溶质运移、环境质量等方面研究 (王亚男等, 2001; Baritz *et al.*, 2010; 盛丰等, 2015; 王艳阳等, 2016; 李强坤等, 2016; Bianchi *et al.*, 2017; 苏雯, 2017). 矿区土壤结构遭到严重破坏, 土壤水文性质发生极大改变 (杨永刚等, 2018), 致使溶质运移过程发生变化. 不同生态修复模式土壤水文性质对溶质运移有哪些影响等问题需进一步探讨. 本研究通过分析我国北方典型半干旱区山西不同生态修复模式下土壤理化性质和水力参数, 研究生态修复区土壤理化性质变化规律, 阐明不同生态修复模式溶质运移特征, 探讨土壤水文性质及其对溶质运移的影响, 为我国北方半干旱区矿区生态修复治理提供科学依据.

2 材料与方法 (Materials and methods)

2.1 研究区概况

研究区位于山西省中部, 太原盆地以西, 吕梁山脉云中山南端, 位于 $112^{\circ}03'30.3'' \sim 112^{\circ}06'12.3''\text{E}$,

$37^{\circ}56'35.00'' \sim 37^{\circ}59'3.3''\text{N}$. 属于大陆性季风气候, 平均风速为 $1.0 \sim 3.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. 年均降水量为 420 mm, 年均蒸发量为 1025 mm, 降水多集中在 7—9 月. 年均温度为 $9.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 无霜期平均为 202 d. 由于采矿活动对研究区自然植被破坏极为严重, 目前多为人工种植而形成的次生植被. 地形以山地为主, 外围地势高而中部低洼, 平均海拔 1604 m. 地貌类型主要为黄土丘陵, 占全区面积的 95.8%. 土壤主要为草甸土、褐土和山地棕壤, 有机质含量较低, 比较贫瘠. 质地以粉粒和砂粒为主, 结构性和水稳性差. 汾河为流经研究区的主要河流, 由娄烦县流入古交市, 向东流向太原市, 支流有天池河、屯兰河、大川河、原平川等季节性河流.

2.2 研究方法

2.2.1 野外取样试验 在研究区选择草地、灌草地和乔灌草地 3 种不同生态修复模式和撂荒地布设样地 (图 1). 并在样地布设 TRM-ZS3 自动气象站, 实时监测降雨量、气温和土壤温度等环境因素. 在各样地挖取 1.0 m 深的土壤剖面, 使用外径 19 cm, 内径 18 cm, 长 40 cm 的有机玻璃柱分层采集原状土柱, 每层取 20 cm 高的土柱, 分层采集原状土柱, 带回实验室进行溶质运移试验. 土壤剖面间隔 20 cm 采集大环刀 (1800 cm^3)、小环刀 (100 cm^3) 和土壤样品储存在聚乙烯袋中, 用于理化性质测定. 在研究区采集

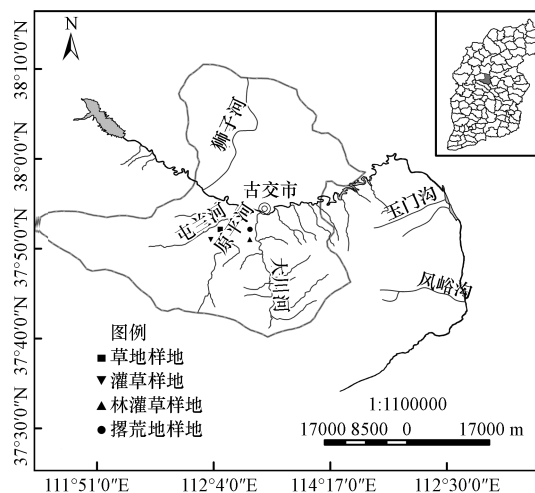


图 1 研究区样地图

Fig. 1 Sample sites in the study area

0~10 cm 的表层土壤样品,充分混合均匀,采用四分法留取 5 kg 土壤样品。

2.2.2 理化性质测定 粒径测定采用 Mastersizer 2000 型粒度仪,容重测定采用环刀法。采用恒定水头法测定饱和和导水率(霍丽娟等,2010)。采用环刀法测定饱和持水量和毛管持水量。饱和和导水率可通过定水头法实验获得。采用重铬酸钾容量法-外加加热法测定有机质含量。用元素分析仪(vario MACRO cube, Germany)测定全氮、全硫、全碳。用元素流动分析仪(CleverChem 380, Germany)测定硝态氮和铵态氮。

2.2.3 溶质运移试验 将采集到的原状土置于去离子水中,由下向上排气饱和,完全饱和后使用马氏瓶从土柱顶部向下供 $0.1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 的含 Cl^- 溶液,并在土柱顶部保持 3.0 cm 水头的高度。每间隔 1 h 将流出物收集在 10 mL 玻璃采样瓶中。然后使用离子色谱仪分析流出物样品以确定 Cl^- 浓度,直到达到 0.1 mol 的稳定水平。实验平均温度为 $(18 \pm 2) \text{ }^\circ\text{C}$,相对湿度为 $28\% \pm 8\%$ 。

2.2.4 模型模拟 本研究应用随机对流-弥散模型(SC)、对流-弥散模型(CDE)和两区模型(TRM)对土柱中 Cl^- 的运移过程进行数值求解。将拟合结果与实际实验数据进行了对比,分析了不同模型在描述矿区土壤溶质运移规律的适用性(余根坚等,2013; Lei et al., 2014)。

(1) 在 SC 模型中,溶质运移的时间概率密度函数为:

$$f(t) = \frac{1}{\sigma t \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln t - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (1)$$

式中, μ 和 σ 分别为 $\ln t$ 分布的均值和标准差。

对于稳定阶跃输入,溶质穿透曲线可以通过运移时间的累积概率分布函数进行描述,即:

$$\frac{C(x,t)}{C_0} = P(t) = \int_0^t f(t') dt' = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \operatorname{erf}\left[\frac{\ln t - \mu}{\sqrt{2}\sigma}\right] \right\} \quad (2)$$

式中, $P(t)$ 表示溶质运移时间的累积概率分布函数,是其所用时间 $[0, t]$ 上的累积概率分布函数的积分, $\operatorname{erf}(x)$ 表示误差函数, C_0 为注入溶质的浓度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$) (Singh et al., 2018)。

(2) 溶质运移过程的 CDE 模型为:

$$R \frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - V \frac{\partial c}{\partial x} \quad (3)$$

式中, R 为阻滞因子, c 为溶质浓度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$); t 为时

间(h); D 为水力弥散系数 ($\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$); V 为平均孔隙水流速 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$); x 为距离变量 (cm)。

基于 Cauchy 边界条件和初始土壤浓度为 0 的半无限系统,此时 CDE 模型的解析解为:

$$C(x,t) = \frac{C_0}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + C_0 \sqrt{\frac{v^2 t}{\pi D}} \exp\left(-\frac{(x-vt)^2}{4Dt}\right) - \frac{C_0}{2} \left(1 + \frac{vx}{D} + \frac{v^2 t}{D}\right) \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \quad (4)$$

式中, C_0 为注入溶质的浓度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$); $\operatorname{erfc}(x)$ 为误差函数(李家科等,2017)。

(3) TRM 模型为物理非平衡对流弥散模型,当不考虑吸附和降解等化学作用时,一维稳定流状态下的 TRM 模型为:

$$\begin{cases} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \\ \theta_m D_m \frac{\partial^2 C_m}{\partial x^2} - v_m \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial x} \\ \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \omega (C_m - C_{im}) \end{cases} \quad (5)$$

式中: θ_m 和 θ_{im} 分别为可动水和不可动水区域的体积含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); 二者之和为土壤体积含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); C_m 和 C_{im} 分别为可动和不可动区域的溶质浓度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$); D_m 为可动区域的水动力弥散系数 ($\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$); v_m 为可动区域的平均孔隙流速 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$); ω 为质量交换系数 ($1/\text{h}$)。初始浓度为 0, 上边界为溶质通量边界时, C_m 和 C_{im} 在 Laplace 空间中的解析解为:

$$\overline{C_m}(x,p) = \frac{2C_0}{p + p \sqrt{1 + 4D_m \delta / v_m^2}} \exp\left(\frac{v_m - \sqrt{v_m^2 + 4D_m \delta}}{2D_m} x\right) \quad (6)$$

$$\overline{C_{im}}(x,p) = \frac{2\omega C_0}{(\omega + p\theta_{im})(p + p \sqrt{1 + 4D_m \delta / v_m^2})} \exp\left(\frac{v_m - \sqrt{v_m^2 + 4D_m \delta}}{2D_m} x\right) \quad (7)$$

式中, $\delta = \left[\frac{\omega\theta_{im}}{\theta_m(\omega + p\theta_{im})} + 1 \right] p$, p 是 Laplace 变换参数(盛丰等,2015).

3 结果与讨论(Result and discussion)

3.1 不同生态修复模式下土壤水文性质

3.1.1 土壤持水性 土壤持水性与其机械组成、比表面积及孔隙度等密切相关.对研究区不同修复模式 0~100 cm 土层范围内的饱和持水量和毛管持水量进行了分析(图 2),结果表明草本、灌草和乔灌草 3 种生态修复模式下土壤饱和持水量平均值分别为 29.34、26.74、32.63 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,高于撂荒地的 21.47 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$.3 种修复模式下不同深度土层饱和持水量均高于撂荒地各层.不同深度土层饱和持水量的方差分析表明土层深度变化对饱和持水量有显著影响($p<0.01$).进行生态修复后,不同深度土壤饱和持水量相对于撂荒地同一深度分别增加了 33.79%、59.19%、62.71%、38.87%,表明生态修复有助于增加土壤蓄水能力.

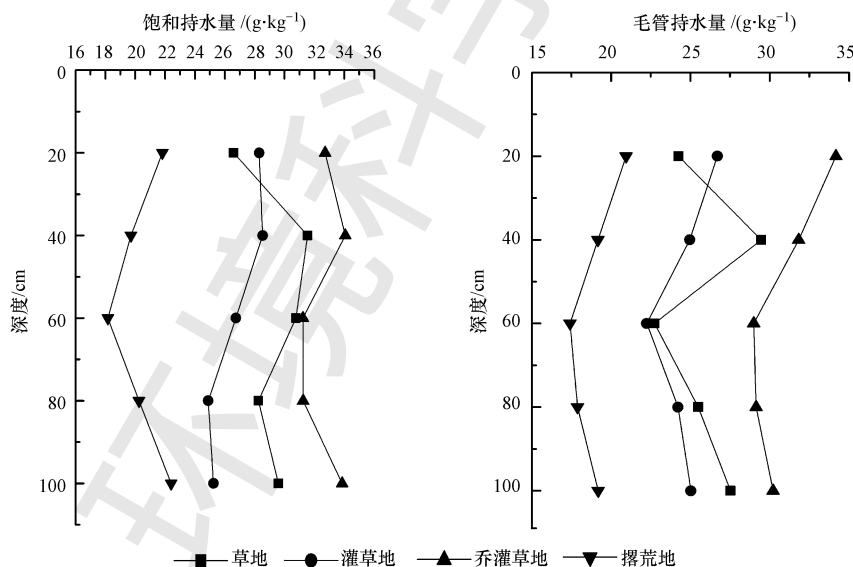


图 2 不同修复模式下土壤持水量变化趋势

Fig.2 Variation of soil moisture capacity in different vegetation recovery modes

3.1.2 土壤导水性 研究区不同生态修复模式下 0~100 cm 土层范围内的饱和导水率分析结果见图 3.草本、灌草地和乔灌草地的饱和导水率变化不存在明显的规律性,但不同生态修复区 20~40 cm 土层均呈现出逐渐减小的趋势,并在 40 cm 处达到最小值,40~60 cm 处逐渐增长并在 60 cm 处达到峰值,60 cm 以下再次减小.在 20 cm 处土壤饱和导水

表 1 不同生态修复区土壤粒径组成
Table 1 Soil mechanical composition in different vegetation recovery modes

植被修复类型	粒径			容重/ ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	土壤类型
	粘粒	粉粒	砂粒		
草地	2.59±0.61%	49.03±3.54%	48.36±2.75%	1.36	粉质壤土
灌草地	3.62±0.18%	52.66±2.41%	43.71±1.87%	1.32	粉质壤土
乔灌草地	3.56±0.74%	51.28±3.89%	45.15±3.56%	1.28	粉质壤土
撂荒地	2.15±0.41%	51.67±2.23%	46.14±2.81%	1.09	粉质壤土

草本、灌草和乔灌草 3 种生态修复模式下土壤毛管持水量分别为 25.89、24.63、30.37 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,高于撂荒地的 19.02 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$.3 种生态修复模式下不同深度土层的毛管持水量均高于撂荒地各层.方差分析结果显示土层深度对毛管持水量有显著影响($p<0.01$).生态修复后各土层的毛管持水量相较于撂荒地对应深度平均增加了 35.49%、50.00%、41.63%、46.94%,表明植被恢复有助于提高毛管持水量.总体而言,研究区表层土壤持水性由小到大为:撂荒地<草地<灌草地<乔灌草地,生态修复有利于改善土壤持水性.

率较高,这是由于植物根系和动物活动产生的孔隙较大,流速较快.40 cm 处形成的最小值是由大型机械的反复碾压,导致土壤紧实度增大、孔隙度变小,饱和导水率减小.60~100 cm 土壤饱和导水率逐步降低是由于有机质含量愈少,孔隙度和通气度递减.

不同生态修复模式下土壤饱和导水率由大到小为草地(1.736 $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$)>灌草地(1.678 $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$)>乔

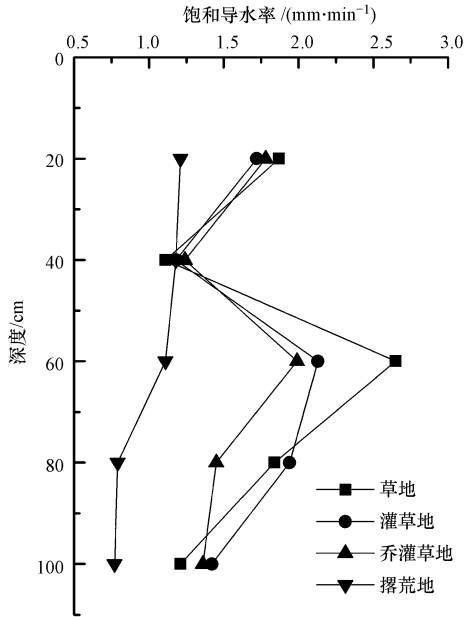


图 3 不同修复模式下土壤饱和导水率的变化趋势

Fig.3 Soil saturation hydraulic conductivity of different vegetation recovery modes

灌草地 ($1.564 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > 撂荒地 ($1.012 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$).依据黄土高原入渗等级的划分,较强入渗区的饱和导水率为 $1.35 \sim 3.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$.除撂荒地

以外,经生态修复后土壤饱和导水率平均值均处于该范围内,说明生态修复能够改变土壤结构,提高土壤饱和导水率.然而,由于研究区植被多为人工修复且时间较短,饱和导水率还没有达到自然演替所形成的乔木群落最高、灌木次之、草本再次之的大小关系.

3.2 不同生态修复模式下溶质运移过程研究

溶质运移过程与水流运动、土壤结构和质地等因素密切相关.与未扰动土壤相比,矿区土壤结构和质地发生改变,从而改变溶质运移过程.

3.2.1 不同生态修复模式下 Cl^- 运移特征 由图 4 不同生态修复模式溶质的穿透曲线可看出,不同生态修复模式以及不同深度的 Cl^- 穿透曲线均较规则,均呈现 S 型分布.草地、灌草地不同土层的溶质穿透时间存在显著差异,穿透时间呈现 $40 \sim 60 \text{ cm} > 10 \sim 30 \text{ cm} > 70 \sim 90 \text{ cm}$ 的特征. Cl^- 穿透乔灌草地 $10 \sim 30 \text{ cm}$ 和 $70 \sim 90 \text{ cm}$ 土层所用的时间相差不大 ($\text{SD} = 2.77$),穿透 $40 \sim 60 \text{ cm}$ 土层所需的时间明显大于其他深度土层.撂荒地 $10 \sim 30$ 、 $40 \sim 60$ 和 $70 \sim 90 \text{ cm}$ 土壤穿透时间差异不明显 ($\text{SD} = 2.15$).总体而言,各修复模式下不同深度土层的穿透时间由大到小为: $40 \sim 60 \text{ cm} > 10 \sim 30 \text{ cm} > 70 \sim 90 \text{ cm}$.初始穿透时间从

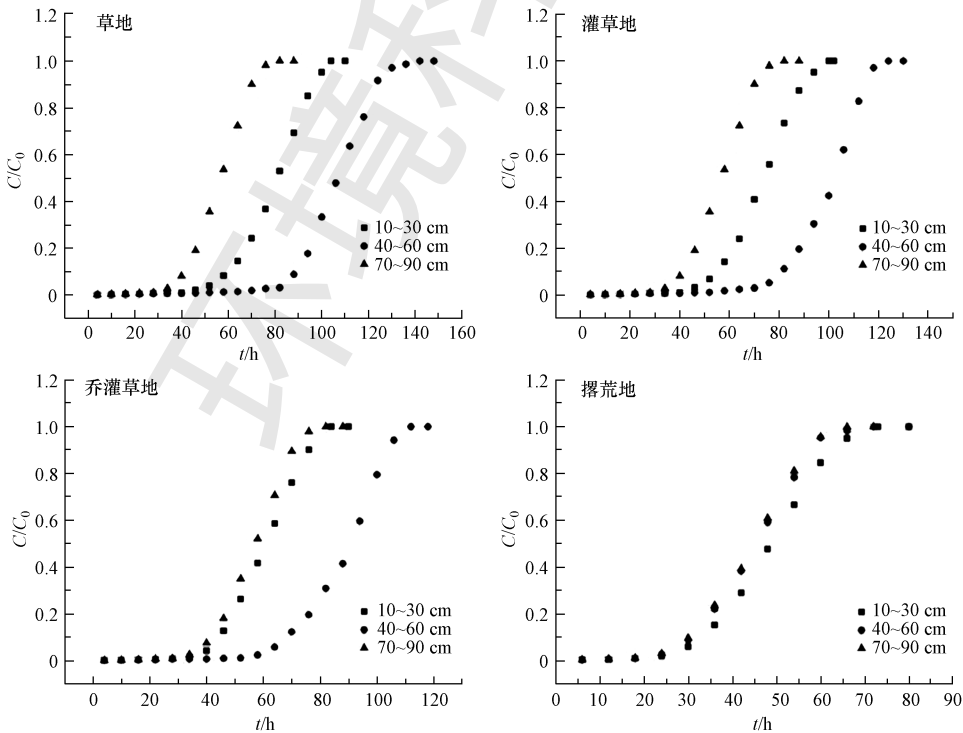


图 4 不同修复模式下各土壤层 Cl^- 穿透曲线

Fig.4 Cl^- breakthrough curve for different vegetation recovery modes

大到小依次为:草地>灌草地>乔灌草地>撂荒地,完全穿透时间从大到小依次为:草地>灌草地>乔灌草地>撂荒地.不同生态修复模式以及不同深度土柱的初始穿透时间和完全穿透时间存在差异,导致穿透曲线的形状有所差异.

在草地、灌草地和乔灌草地 40~60 cm 土层中 Cl^- 穿透曲线比其余土层经过更长时间的平缓变化后才逐渐升高最后又趋于平缓.溶质穿透过程比其余土层明显缓慢,因为土壤中多为细小孔隙且孔隙曲折度较大,优先流不明显造成水分运动速度减慢,从而导致溶质穿透速度缓慢.故在相同条件下,随容重增大溶质愈难穿透土层,穿透时间也越长.费良军和 Birle 的研究表明弥散系数和溶质完全穿透时间随着容重的增大而增大,本研究也证实了这一观点.且由图 4 可知,40~60 cm 容重最大,10~30 cm 次之,70~90 cm 最低,与各生态修复模式不同深度土层的溶质穿透时间由长到短的顺序相同.草地、灌草地和乔灌草地的穿透曲线相对于撂荒地的穿透曲线而言均出现了延迟拖后现象,说明生态修复后的土壤与未扰动土的撂荒地相比,土壤质地发生较大变化,土壤中溶质迁移受到容重、土壤质地、优先流、孔隙分布情况等非均一性因素的影响.

3.2.2 模型模拟 本研究运用 CDE、SC 和 TRM 模型拟合了每个观测点的穿透曲线,得到不同距离处的运移参数,再用一组参数去描述不同观测点的穿透曲线.通过对各组实验数据的模拟分析,CDE 模型得到模型参数 v 和 D ,TRM 模型得到模型参数 D 、 β 和 ω ,SC 模型得到 v 和 D .模型拟合精确度评价采用决定系数(r^2)和均方根误差(RMSE)两项指标进行评价.

3 种模型的拟合精度结果见图 5,模型的 r^2 均在 99% 以上, RMSE 均小于 0.07.从拟合结果来看,3 种模型在描述不同修复模式的 Cl^- 穿透过程时效果均较好,拟合值与实测值基本吻合.因为 CDE 模型对穿透曲线拟合的 r^2 更接近于 1, RMSE 更接近于 0,相比之下,CDE 溶质运移模型的拟合效果最好,SC 模型次之.说明穿透过程以 Fick 运移为主,溶质穿透过程并没有表现出明显的不规则运移现象.拟合过程中渗透流速对拟合效果的好坏有较大的影响,而流速大小与土柱紧实度、均质性以及饱和过程中是否出现小裂隙等有关(张丛志,2008;甄庆,2016).

通过模型拟合获得的参数、相应弥散度以及 Pe 数见表 2.使用 CDE、TRM 和 SC 模型参数拟合得到

的孔隙水流速分别在 0.20~0.43、0.19~0.42 和 0.19~0.46 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ 之间.研究区撂荒地的平均孔隙水流速显著大于不同生态修复模式草地、灌草地和乔灌草地($p<0.05$).撂荒地的平均孔隙水流速随深度无明显变化,不同生态修复区平均孔隙水流速在不同深度上均表现出 70~90 cm>10~30 cm>40~60 cm 的特点,不同深度的穿透时间则刚好相反.由表 2 可知,CDE 模型和 TRM 模型拟合参数 D (弥散系数) 从大到小均为:撂荒地>乔灌草地>灌草地>草地;SC 模型拟合结果从大到小依次为:撂荒地>乔灌草地>灌草地>草地.采用 CDE 模型、SC 模型和 TRM 模型对同一组穿透数据拟合所得到的弥散系数 $D_{\text{CDE}}>D_{\text{SC}}>D_{\text{TRM}}$.TRM 模型的弥散系数最小是由于该模式不仅考虑了对流和水动力弥散的运移方式,还考虑了可动区与不可动区之间的溶质交换,仅比较弥散系数时就会小于其他模型.

不同生态修复区土壤弥散度 λ 从大到小依次为:撂荒地>乔灌草地>灌草地>草地.土壤粒径组成中砂粒含量从小到大的依次为撂荒地>乔灌草地>灌草地>草地.故乔灌草地、灌草地和草地的弥散度小于撂荒地的原因是后者土质比较均一,且黏粒含量较高.因此,表现出弥散度随土壤中砂粒含量的增加而降低的特点.从不同深度来看,不同生态修复模式的弥散度均由大到小为:70~90 cm>10~30 cm>40~60 cm,与图 4 中容重变化趋势相反,可知不同生态修复区土壤容重和弥散度存在相关性.SC 和 CDE 模型的弥散度大于 TRM 模型,因为 SC 和 CDE 模型拟合所得弥散度是整个土体的弥散度,而 TRM 模型只模拟了可动水区的弥散活动,认为不动水区不受弥散作用影响.TRM 模型在仅考虑可动水区的对流弥散的情况下,所拟合的弥散度小于 SC 和 CDE 模型.

本研究中 TRM 模型反演出的可动区含水量比率 β 均不低于 0.75,结合平衡-非平衡运移模型平均孔隙水流速的对比以及 Pe 值的结果可知,TRM 和 CDE 模型提供了类似的结果,即半干旱矿区不同生态修复模式下土壤中溶质以对流为主要运移方式.此外,质量交换系数 ω 还表现出随可动水体含量 β 的增大而减小的趋势,但从理论角度来看可动水体含量比率 β 越大,流动水体与土壤介质间的接触面会越大,因此可动水体含量 β 与质量交换系数 ω 应该是正相关关系,应该是更有利于可动与不可动

表 2 模型拟合参数

Table 2 Model fitting parameters

生态修复模式	CDE					SC					TRM				
	$v_{CDE}/$ ($cm \cdot h^{-1}$)	$D_{CDE}/$ ($cm^2 \cdot h^{-1}$)	$\lambda_{CDE}/$ cm	Pe_{CDE}	$v_{SC}/$ ($cm \cdot h^{-1}$)	$D_{SC}/$ ($cm^2 \cdot h^{-1}$)	$\lambda_{SC}/$ cm	Pe_{SC}	$v_{TRM}/$ ($cm \cdot h^{-1}$)	$D_{TRM}/$ ($cm^2 \cdot h^{-1}$)	$\lambda_{TRM}/$ /cm	β	ω	Pe_{TRM}	
草地 10~30 cm	0.24	0.07	0.29	67.83	0.25	0.07	0.28	70.67	0.23	0.04	0.18	0.72	5.09	111.17	
草地 40~60 cm	0.19	0.03	0.17	117.20	0.19	0.01	0.07	307.23	0.20	0.02	0.11	0.81	1.82	188.67	
草地 70~90 cm	0.36	0.15	0.41	48.71	0.36	0.07	0.20	98.18	0.38	0.15	0.39	0.70	9.83	51.44	
灌草地 10~30 cm	0.30	0.09	0.34	59.50	0.28	0.07	0.27	74.26	0.34	0.07	0.22	0.75	5.56	92.47	
灌草地 40~60 cm	0.20	0.03	0.16	123.41	0.22	0.03	0.15	130.30	0.21	0.02	0.11	0.79	2.06	178.48	
灌草地 70~90 cm	0.36	0.15	0.41	48.48	0.36	0.11	0.31	63.97	0.36	0.13	0.35	0.84	2.92	57.59	
乔灌草地 10~30 cm	0.34	0.15	0.44	45.73	0.32	0.14	0.43	46.84	0.38	0.08	0.22	0.75	4.74	62.46	
乔灌草地 40~60 cm	0.23	0.05	0.23	85.42	0.24	0.04	0.19	105.93	0.22	0.04	0.19	0.85	1.74	84.28	
乔灌草地 70~90 cm	0.36	0.14	0.41	49.09	0.36	0.09	0.24	83.74	0.40	0.09	0.24	0.75	6.05	83.42	
撂荒地 10~30 cm	0.38	0.22	0.58	34.55	0.42	0.17	0.40	50.23	0.40	0.17	0.43	0.70	8.55	48.87	
撂荒地 40~60 cm	0.42	0.26	0.59	34.16	0.45	0.21	0.47	42.77	0.43	0.16	0.38	0.78	1.98	42.25	
撂荒地 70~90 cm	0.41	0.24	0.58	34.34	0.46	0.19	0.42	47.23	0.40	0.18	0.45	0.75	5.00	44.66	

注: v 为平均孔隙流速; D 为弥散系数; λ 为弥散度; Pe 为 Peclet 数; β 为可动区含水量比率; ω 为质量交换系数.

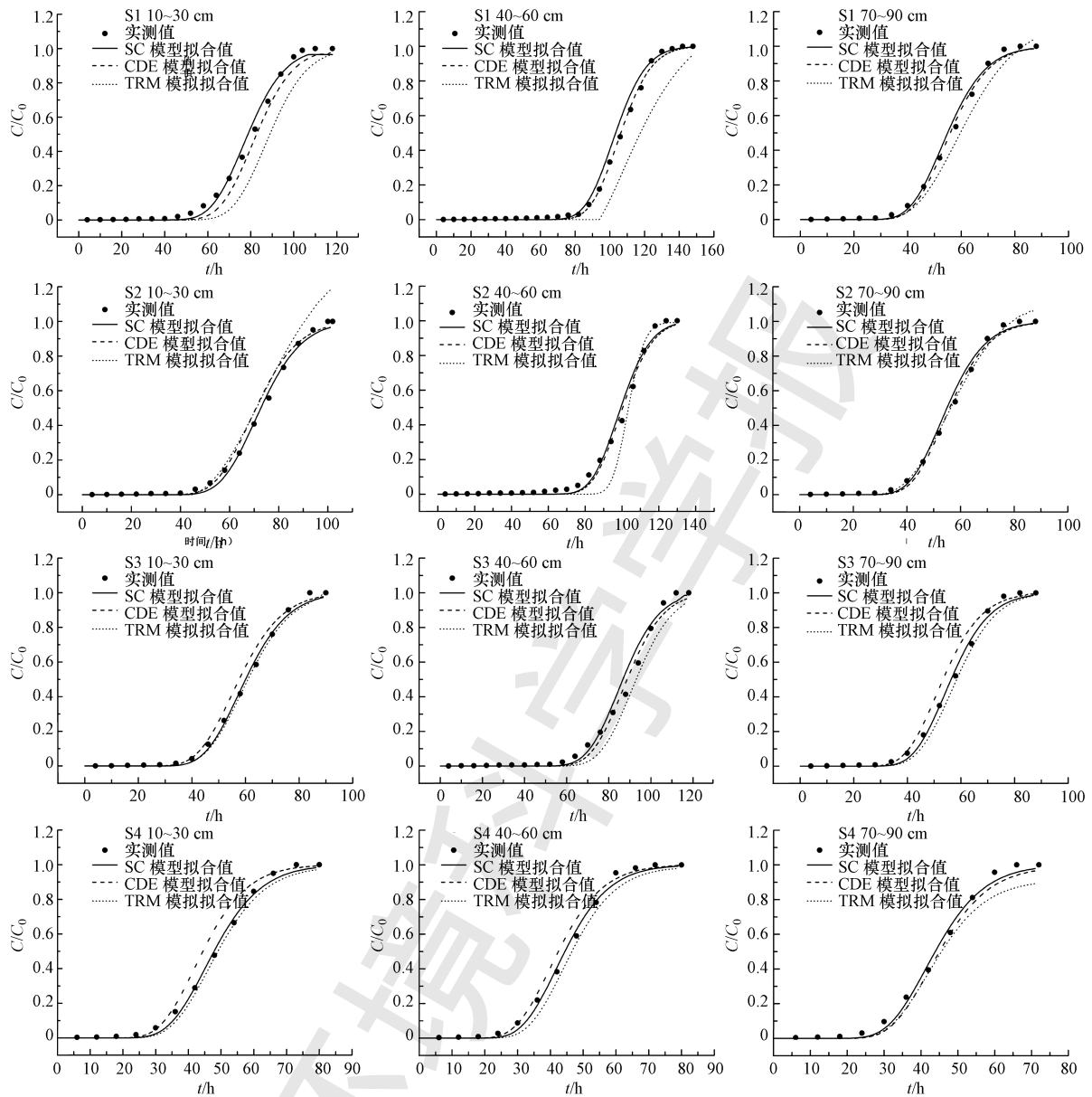


图5 不同生态修复模式 Cl^- 运移特征与 SC 模型、CDE 模型和 TRM 模型拟合结果(S1 为草地,S2 灌草地,S3 为乔灌草地,S4 为撂荒地)

Fig.5 BTCs Cl^- and fitting results of SC model, CDE model and TRM model for different vegetation recovery modes

区的质量交换(Chen *et al.*, 2016).TRM 模型所拟合出的结果却与此相反,一是因为黄土管状孔隙发育,遇水后,导致可动区含水量比率增加.但溶质在不可动区迁移时,受到微小孔隙的影响,水分流动速度极缓慢,以分子扩散的方式进行物质交换的速率远低于以对流方式进行运移的速率,所以溶质交换系数较小.二是因为 TRM 模型对弥散系数、质量交换系数和可动区含水量比率采用模型反推法进行确定,且参数间具有一定关系,所得参数的解不唯一所致.TRM 虽能较好拟合矿区溶质的运移过

程,但参数的合理性还有待进一步研究(Bianchi *et al.*, 2017).半干旱矿区不同生态修复模式下土壤溶质运移过程以对流为主,CDE 对其运移过程的模拟效果最好.

3.3 不同生态修复区土壤水文性质对溶质运移的影响

为研究不同生态修复区土壤容重与平均孔隙流速、弥散系数、弥散度、初始穿透时间和完全穿透时间之间的关系,对其进行回归分析(表3),土壤容重与平均孔隙流速之间用指数函数进行描述($r^2 =$

0.9815).平均孔隙流速随着容重增大呈负指数函数关系递减,存在这种关系是因为土壤容重的增加代表更紧密的土壤和更低的孔体积,使流速降低致使对流溶质传输减少和弥散效应的增强.容重与弥散系数、弥散度、初始和完全穿透时间之间可用多项式函数进行表达.本研究对不同生态修复区土壤理化性质与不同模型的 CI⁻ 运移参数进行相关分析

(表 3),结果表明不同生态修复区土壤容重与平均孔隙流速、弥散度和弥散系数呈极显著负相关关系 ($p < 0.01$),与初始穿透时间和完全穿透时间呈显著正相关关系 ($p < 0.05$).虽然不同样品的穿透时间表现出高异质性,但初始和完全穿透时间受到容重、土壤质地和总硫含量的显著影响.

表 3 土壤理化性质与溶质运移参数相关性分析

Table 3 Correlation between soil physicochemical properties and solute transport parameters

土壤理化性质	平均孔隙流速	弥散系数	弥散度	Pelect 数	可动区含水量比率	质量交换系数	初始穿透时间	完全穿透时间
容重	-0.974 **	-0.936 **	-0.955 **	-0.655	0.429	-0.522	0.733 *	0.688 *
毛管含水量	-0.015	-0.071	-0.043	-0.043	-0.162	0.183	0.062	0.048
饱和含水量	0.083	-0.011	0.036	0.036	-0.204	0.174	-0.019	-0.017
砂粒含量	-0.534	-0.953 **	-0.944 **	0.944 **	0.243	-0.322	0.780 **	0.701 **
粉粒含量	0.498	0.639	0.719	0.719	-0.185	0.248	-0.652	-0.705
黏粒含量	-0.137	-0.253	-0.195	-0.195	-0.209	0.260	0.373	0.359

注: * 表示在 0.05 水平上显著相关, ** 表示在 0.01 水平上显著相关.

Pelect 数随着土壤砂粒含量的增加而增加,说明质地越粗的土壤,溶质运移的主要方式更倾向于对流.砂粒含量与初始穿透时间、完全穿透时间和 Pe 呈显著正相关关系,与弥散系数和弥散度呈显著负相关关系.回归分析显示弥散系数和弥散度随着砂粒含量的减少而增大(表 2),由于粘粒具有比砂粒更大的比表面积,所以随着砂粒含量减少,运移离子会被粘粒所吸附,对流传输率降低,弥散传输率增加,溶质下渗时间延长.这也验证了弥散度 λ 在质地较粗和均质土壤中的值小于质地较好和非均质土壤中的值这一观点.

4 结论(Conclusions)

1)与撂荒地相比,半干旱矿区不同生态修复区土壤层,20~40 cm 土壤容重最大,40 cm 以下容重逐渐降低.草本、灌草和乔灌草 3 种植被修复模式持水量相对于撂荒地分别增加了 33.79%、59.19%、62.71% 和 38.87%.土壤饱和导水率由大到小依次为草地 ($1.736 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > 灌草地 ($1.678 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > 乔灌草地 ($1.564 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) > 撂荒地 ($1.012 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$),不同生态修复区土壤容重与饱和导水率呈显著负相关,与持水量呈显著正相关.

2)CDE 模型、SC 模型和 TRM 模型均可对北方半干旱矿区不同生态修复模式土壤的溶质运移过程进行较好表达,CDE 模型拟合效果最好.CDE 模型对 CI⁻ 穿透曲线的拟合效果优于 TRM 和 SC 模型.

研究区土壤水平平均孔隙流速为 $0.19 \sim 0.42 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$,弥散系数为 $0.03 \sim 0.26 \text{ cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$,弥散度分布范围为 $0.16 \sim 0.59 \text{ cm}$.平均孔隙水流速的对比可知 CDE 和 TRM 模型反映的结果是相似的.矿区土壤溶质运移的主要运移方式是对流.

3)北方半干旱矿区不同生态修复模式下土壤中溶质穿透时间呈现草地 > 灌草地 > 乔灌草地 > 撂荒地,不同深度土层的穿透时间呈现 $40 \sim 60 \text{ cm} > 10 \sim 30 \text{ cm} > 70 \sim 90 \text{ cm}$,平均孔隙流速随着容重的增大以负幂函数递减.平均孔隙流速、弥散系数和弥散度随容重的增大而减小,弥散系数和弥散度随着砂粒含量减少而增大,且影响溶质运移的主要因素是容重和砂粒含量.

参考文献(References):

- Asghari S, Abbasi F, Neyshabouri M R. 2011. Effects of soil conditioners on physical quality and bromide transport properties in a sandy loam soil[J]. *Biosystems Engineering*, 109(1): 90-97
- Baritz R, Seufert G, Montanarella L, et al. 2010. Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe [J]. *Forest Ecology & Management*, 260(3): 262-277
- Bianchi M, Pedretti D. 2017. Geological entropy and solute transport in heterogeneous porous media [J]. *Water Resources Research*, 53(6): 4691-4708
- Birle E, Heyer D, Vogt N. 2008. Influence of the initial water content and dry density on the soil-water retention curve and the shrinkage behavior of a compacted clay [J]. *Acta Geotechnica*, 3(3): 191-200

- Chen K, Zhan H, Zhou R. 2016. Subsurface solute transport with one-, two-, and three-dimensional arbitrary shape sources [J]. *Journal of Contaminant Hydrology*, 190: 44-57
- Fu Y, Lin C, Ma J, *et al.* 2010. Effects of plant types on physico-chemical properties of reclaimed mining soil in Inner Mongolia, China [J]. *Chinese Geographical Science*, 20(4): 309-317
- Haslauer C P, A. Bárdossy, Sudicky E A. 2017. Detecting and modelling structures on the micro and the macro scales: Assessing their effects on solute transport behaviour [J]. *Advances in Water Resources*, 107: 439-450
- 李家科, 赵瑞松, 李亚娇. 2017. 基于 HYDRUS-1D 模型的不同生物滞留池中水分及溶质运移特征模拟 [J]. *环境科学学报*, 37(11): 115-124
- 李强坤, 宋常吉, 胡亚伟, 等. 2016. 模拟排水沟渠非点源溶质氮迁移实验研究 [J]. *环境科学*, 37(2): 520-526
- Lei W, Bin G, Yuan T, *et al.* 2014. Analytical and experimental analysis of solute transport in heterogeneous porous media [J]. *Environmental Letters*, 49(3): 338-343
- Moodley I, Sheridan C M, Kappelmeyer U, *et al.* 2018. Environmentally sustainable acid mine drainage remediation: research developments with a focus on waste/by-products [J]. *Minerals Engineering*, 126: 207-220
- 盛丰, 王康, 张仁铎, 等. 2015. 土壤非均匀水流运动与溶质运移的两区-两阶段模型 [J]. *水利学报*, 46(4): 433-442
- 苏雯. 2017. 基于 HYDRUS 的干旱区非饱和土壤入渗性能及水盐运移模拟研究 [D]. 乌鲁木齐: 新疆大学. 9-28
- Singh G, Kaur G, Williard K, *et al.* 2017. Monitoring of water and solute transport in the Vadose Zone: A review [J]. *Vadose Zone Journal*, 17(1): 4-15
- Stirzaker R, Mbakwe I, Mziray N R. 2017. A soil water and solute learning system for small-scale irrigators in Africa [J]. *International Journal of Water Resources Development*, 33(5): 788-803
- Vanderborght J, Vereecken H. 2007. Review of dispersivities for transport modeling in soils [J]. *Vadose Zone Journal*, 6(1): 29-52
- 汪家权, 沈燕华, 马玉萍. 2010. 巢湖流域岩源磷释放的动力学研究 [J]. *环境科学学报*, 30(5): 979-984
- 王亚男, 王红旗, 舒艳. 2001. 含磷污水淋滤条件下土壤中磷迁移转化模拟实验 [J]. *环境科学学报*, 21(6): 737-741
- 王艳阳. 2016. 黑土区施用生物炭条件下的土壤水分运动与溶质运移模拟 [D]. 哈尔滨: 东北农业大学. 8-37
- 霍丽娟, 李一菲, 钱天伟. 2010. 定水头法和降水头发测定黄土的饱和导水率 [J]. *太原科技大学学报*, 31(3): 45-48
- 费良军, 刘显, 王佳, 等. 2017. 土壤容重对涌泉根灌土壤水氮运移特性的影响 [J]. *农业机械学报* 48(8): 219-228
- 余根坚, 黄介生, 高占义. 2013. 基于 HYDRUS 模型不同灌水模式下土壤水盐运移模拟 [J]. *水利学报*, 44(7): 826-834
- 杨永刚, 苏帅, 焦文涛. 2018. 煤矿复垦区土壤水动力学特性对下渗过程的影响 [J]. *生态学报*, 38(16): 5876-5882
- 张丛志, 张佳宝, 徐绍辉, 等. 2008. 反应性溶质在不同质地饱和土柱中运移的数值模拟 [J]. *水科学进展*, 19(4): 552-558
- 甄庆. 2016. 新构土体土壤质量及水分与溶质运移研究 [D]. 北京: 中国科学院研究生院. 11-36