

• 污染防治技术 •

## 污染物在土壤中运移模型的研究进展

冯效毅<sup>1</sup>, 滕洁<sup>2</sup>, 刘春阳<sup>1</sup>, 张宇峰<sup>3</sup>

(1 南京市环境保护科学研究所, 江苏 南京 210013 2 江苏省轻工业科学研究设计院, 江苏 南京 210017 3 南京工业大学城建与安全环境学院, 江苏 南京 210009)

**摘要:** 土壤中污染物运移的研究直接影响到环境科学的进展, 常采用建立数学模型的方法预测污染物在土壤中的运移。文章系统地回顾了 20 多年来污染物在土壤中运移的数学模型研究进展, 并根据模型的功能分为几何模型、对流-弥散传输模型 (CDE)、随机模型三类。同时, 对各类模型的特点、适用条件和存在问题进行比较分析, 为有效地预测和控制污染物在土壤中的运移提供理论依据。

**关键词:** 污染物; 运移; 模型; 土壤

中图分类号: X53 文献标识码: B 文章编号: 1006-2009(2006)03-0030-05

污染物在土壤中运移属土壤中溶质的运移。不同的污染物进入土壤环境后, 可发生一系列复杂的化学、生化及物理过程, 其中包括氧化-还原反应、沉淀-溶解反应、离子交换、水解、降解、配位与螯合等反应, 在土壤酶的作用下的各种生化反应, 在土壤界面的吸附与解吸过程等。以上这些过程受土壤性质及各种外部条件的影响, 它们对土壤中污染物的行为起决定作用。

土壤圈是地圈-生物圈系统的一个重要组成部分, 土壤溶质运移直接影响到这一系统的物质循环。土壤中溶质运动是自然界多孔介质中溶质运移的一种最常见现象。土壤中污染物的运移实际上是土壤溶液中溶质随土壤水分的迁移, 因此, 土壤溶液中污染物的浓度在很大程度上决定了污染物在土壤中迁移。当污染物溶解于土壤溶液后, 溶质在土壤中的扩散, 溶质与土壤颗粒之间及溶质不同组分之间的化学反应变化, 以及被植物吸收等一直为众多学者所研究<sup>[1]</sup>。由于土壤中污染物的检测受到仪器、方法及经济等方法制约<sup>[2,3]</sup>, 近年来, 学者们根据不同土壤环境及研究目的需要, 建立了形形色色的模拟模型, 这些模型概括起来可分为三类: 几何模型、对流-弥散传输模型和随机模型。这些模型促进了污染物运移理论的研究与实验室及实际问题的衔接, 为污染物在土壤中传输提供数量化和系统化途径, 为环境监测管理部门提供基础和必备的原始数据。

### 1 几何模型

— 30 —

几何模型是最早用来研究水盐运动的模型, 该模型是对突发溶质运移过程进行充分的简化而建立的<sup>[4,5]</sup>。

#### 1.1 “活塞流”渗漏模型

活塞流模型是由土壤中水分运动活塞流模型发展而来, 是理想化的溶质运移物理模型之一。其基本假定为:

- (1) 土壤孔隙是一个直径为  $D$  的圆形直管;
- (2) 溶质和水以同一速度  $v$  流动, 不考虑流速分布和土壤与溶质的反应;
- (3) 不考虑分子扩散作用;
- (4) 不考虑土体结构变化。

该模型基于一种溶液向下渗入就像活塞在冷缸中运动一样, 将土壤孔隙中另一种溶液挤走的假定。其公式为:

$$Z_{\rho} = Q / \theta \quad (1)$$

式中:  $Z_{\rho}$ ——溶液入渗前锋的深度;

$Q$ ——取代溶液的量;

$\theta$ ——土壤含水量。

该模型适用于砂性土壤中的非吸附性溶质的入渗。

#### 1.2 单毛管理论模型

单毛管理论也称为管流理论。将活塞模型中沿横断面的流速分布假定为层流就成为单毛管模型。

#### 1.3 毛管束模型

收稿日期: 2006-03-17 修订日期: 2006-04-18

作者简介: 冯效毅 (1964—), 男, 河北景县人, 高级工程师, 大学, 从事环境影响评价、环境规划管理工作。

毛管束模型根据土壤水分特征曲线, 把土壤看作一系列粗细不等的毛管成为毛管束的组合体。该模型的假定为:

- (1) 土壤由一系列粗细不等的毛管组成, 用管径分布来反映土壤水分特征;
- (2) 溶质在土壤中迁移主要是对流, 分子扩散作用很弱, 可忽略不计;
- (3) 土壤中的水分为可动水和不动水两部分, 二者之间质量交换处于瞬态平衡状态;
- (4) 土体结构不发生变化。

## 2 对流 - 弥散传输模型 (CDE)

### 2.1 单组分溶质运移

CDE 模型是最常见的、最基本的描述溶质运移的数学模型<sup>[6-8]</sup>, 它考虑由对流、弥散引起的溶质运移, 包括在对流弥散中伴随有溶质被吸附或分解过程。非稳态、伴有吸附或分解的一维对流 - 弥散土壤溶质运移方程可表述为:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} + \rho \cdot \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \{ \theta \cdot D(\theta, q) \cdot \frac{\partial C}{\partial z} - q \cdot C \} - \phi(z, t) \quad (2)$$

式中:  $C$ ——土壤溶质浓度;

$\theta$ ——土体含水率;

$\rho$ ——土壤干容重;

$S$ ——溶质在吸附相中的浓度;

$D(\theta, q)$ ——弥散系数;

$q$ ——土体水流速率;

$t$ ——时间;

$z$ ——土壤深度坐标;

$\phi(z, t)$ ——由植物根系引起的溶质吸收或排出率。

土壤水分控制方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right\} + R(z, t) \quad (3)$$

式中:  $K(\theta)$ ——土壤水力传导率;

$H$ ——土壤水势;

$R(z, t)$ ——植物根系吸水函数。

方程 (2) 中, 土壤水分  $\theta$  一般被当作一常量处理, 以免去由于瞬态水分变化造成方程非线性求解的困难。由于田间水分处于不断变化中, 近年来, 人们也认识到土壤水力传导对土壤溶质运移的影响不可忽视, 因此一些研究中取消了土壤水分为常量的人为假定, 其模拟研究结果也表明, 土壤水力

传导特性对土壤水分及溶质运移有明显影响。因此用变系数法<sup>[9-13]</sup>来研究野外田间中溶质的运移并取得较好的结果。

对方程 (2) 简化, 假定弥散系数  $D$  为常量, 稳态水流, 土壤含水量饱和或非饱和情况, 但含水量为常数时, 方程 (1) 变为:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\rho}{\theta} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \cdot \frac{\partial C}{\partial z} - \phi(z, t) \quad (4)$$

式中:  $v$ ——土壤孔隙水流速,  $v = q/\theta$

以方程 (2)、(3) 或 (4) 为控制方程的模型, 可求解具有离子吸附或交换情况下及植物影响下的溶质运移。此模型按其溶质被吸附及分解的速率函数形式的不同, 可分为解析平衡模型及非平衡模型。解析平衡模型认为, 化学物质进入土壤环境后, 在土壤溶液与土壤固相之间的反应速度很快, 瞬时达到平衡, 或在局部短时间达到平衡, 常见的平衡模型见表 1。

表 1 化学物质在土壤中的滞留/释放平衡模型<sup>①</sup>

名称	方程 (模型)
线性模型	$S = K_d C$
Freundlich 模型	$S = K_d C^n$
Langmuir 模型	$S = b C S_{max} / (1 + bC)$
S 型 Langmuir 模型	$S = b C S_{max} / (1 + bC + K C)$
Langmuir-Freundlich 模型	$S = K C^n S_{max} / (1 + K C^n)$
Redlich-Peterson 模型	$S = K C S_{max} / (1 + K C^n)$
多位点 Langmuir 模型	$S = \sum_{i=1}^k [K_i C S_{max} / (1 + K_i C)]$
多位点 Freundlich 模型	$S = \sum_{i=1}^k (K_i C^{n_i})$

① 以上各模型中,  $S, C$  分别为土壤固相和液相中某物质的浓度,  $K_d, n, b, K, S_{max}, K, n_i$  是可调模型参数。

表 1 所示的几个模型各有不同的适用范围, 具体应根据实验数据和条件, 用不同的模型进行拟合, 选择回归系数最大的为最佳模型。非平衡模型又称为动力学模型, 该类模型认为化学物质进入土壤后, 在土壤溶液中与土壤固相之间的反应受时间的制约, 即为动力学过程, 常用的动力学模型见表 2。

该模型的选择与平衡模型一样, 也是根据实验数据与具体条件, 用不同的模型进行拟合, 找出回归系数最大的模型为最佳模型。

目前国内外有许多对吸附的数学模拟研

表 2 化学物质在土壤中的持留 释放动力学模型<sup>①</sup>

名称	方程
一级动力学可逆模型	$\partial S / \partial t = K_1 (\theta \rho) C - K_2 S$
n 级动力学可逆模型	$\partial S / \partial t = K_1 (\theta \rho) C^n - K_2 S$
不可逆动力学模型	$\partial S / \partial t = K_s (\theta \rho) (C - C_p)$
Langmuir 动力学模型	$\partial S / \partial t = K_1 (\theta \rho) C (S_{max} - S) - K_2 S$
Elovich 动力学模型	$\partial S / \partial t = A \exp(-BS)$
Power 动力学模型	$\partial S / \partial t = K (\theta \rho) C^n S^m$
质量传输动力学模型	$\partial S / \partial t = K (\theta \rho) (C - C^*)$

① 以上各模型中, S, C 分别为土壤固相和液相中某物质的浓度;  $\theta, \rho$  分别为土壤容积含水量和容重; t 为时间;  $K_1, K_2, n, S_{max}, A, B, C_p, C^*$  均为模型参数。

究<sup>[14-18]</sup>。但由于方程 (4) 计算过于复杂, 因此在应用中常对吸附项进行简化处理 (如采用线性拟合)。对于稳定水流, 且无土壤溶质吸附及分解又无植物根系的情况下, 方程 (2) 变为:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \cdot \frac{\partial C}{\partial z} \quad (5)$$

(5) 式是典型的对流 - 弥散模型控制方程, 用穿透曲线估算弥散系数时常用此公式。Bear<sup>[8]</sup>、杨金忠<sup>[19, 20]</sup>、Bresler<sup>[21]</sup> 等认为, 在土壤中存在有互不连通的一些充水孔隙, 可称为死孔隙, 其中所含的水分并不参与水流运动, 但其中的溶质则通过质量交换而参与溶质的运动, Bond 和 Wierge<sup>[22]</sup> 研究了不动水体对稳定和非稳定流的影响, 给出了可动水体 (Mobile) - 不动水 (Immobile) 模型。其控制方程为:

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \theta_m D \frac{\partial^2 C_m}{\partial X^2} - \frac{\partial q C_m}{\partial X} \quad (6)$$

$$\frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (C_m - C_{im}) \quad (7)$$

式中: m —— 动水区域;

im —— 不动水区域;

$C_m$  —— 可动水中的溶质浓度;

$C_{im}$  —— 不动水体中的溶质浓度;

q —— 达西流速。

其实验及分析结论认为: 不动水体的存在对稳定流的溶质运移有影响, 对非稳定流的溶质运移却无影响。值得注意的是, 这和杨金忠, Bresler 分别得出的结论相矛盾。尽管从理论上方程 (2) ~ (7) 式代表的模型较符合田间情况, 其数值模型也具有坚实的理论基础, 但是利用该模型进行预测污染物

在多孔介质中的运移过程时, 须确定模型中的有关参数, 由于田间的土壤参数的空间和时间变异性较大, 因此其模拟结果往往与田间观测结果离差较大, 所以目前的研究主要集中在模型的初始值和水动力弥散系数的求解<sup>[23-33]</sup>。

## 2.2 多组分溶质运移

研究相互间存在化学反应的多种离子在土壤中运移的理论基础是质量守恒和水动力弥散理论。目前一般采用两种方法解决此类问题, 一种是先假定其各种成分之间无化学反应, 利用 CDE 传输模型分别求出各离子的浓度分布, 然后根据其化学平衡关系对其浓度进行逐个调整; 另一种是被称为层析的模拟方法, 将其化学平衡关系代数方程与 CDE 传输方程联立求解。

Mansell<sup>[34]</sup> 在 Vabchi<sup>[35]</sup> 等人的基础上探讨了非稳定、非饱和流中的多种离子运移问题, 给出了描述组分 i 运动的方程为:

$$(\theta R_i) \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \theta D \frac{\partial C_i}{\partial z} \right\} v_i \frac{\partial C_i}{\partial z} + (\rho/q_i) \sum_{j=i} h_{ij} \frac{\partial S_j}{\partial t} \quad (8)$$

其中:  $q_i = 1 + \frac{1}{v S_i} \sum_{j=i} r_j S_j$

$h_{ij} = 1 + \frac{1}{r_i C_i} \sum_{j=i} r_j S_j$

$R_i = 1 + (\rho/\theta) \frac{h_{ij}}{q_i}$

式中:  $r_i$  —— 组分 i 的化合价;

$r_j$  —— 组分 j 的化合价;

$S_i$  —— 组分 i 的相互转化量;

$S_j$  —— 组分 j 的相互转化量;

$\rho$  —— 流体溶液的密度;

$\theta$  —— 土壤含水量;

v —— 达西速度。

土壤中多组分溶质运移是污染物在土壤 - 水环境体系中扩散、吸附解吸、分配以及微生物降解条件, 涉及到化学、热力学及土壤物理学等众多研究领域, 而在这些领域中有许多问题尚未解决, 因此限制了该模型的应用。但是有学者通过对模型进行改进来对特定条件下污染物在土壤中运移。例如薛强<sup>[36]</sup> 采用污染物迁移转化过程中不平衡动力学模型来预测污染物在土壤 - 水环境中的运移, 薛强<sup>[37]</sup> 还采用通过土壤中水分迁移模型与污染物运移模型耦合的数学模型预测煤矸石淋溶重金属

运移过程。

### 3 随机模型

由于田间条件下, 土壤的空间结构变异比较大, 土壤中水流的速度也存在空间变异, 因此 Jury 等<sup>[38]</sup>提出随机函数模型, 该模型认为当溶质从某一点进入多孔介质中时, 由于各种随机因素的影响, 溶质质点不能完全按照原来的流向轨迹运动, 从而发生偏离(相当于横向弥散); 另外, 溶质质点在介质空隙中的运动虽然在主体存在着沿流向运动的趋势, 但在运动的时间和方向上存在着随机的趋势。因此该模型对土壤溶质的迁移的机理没有任何限制, 对一特定的土体, 只要知道了溶质质点从地表到达地表下某一深度处所需时间的概率分布, 即可用此模型预测不同深度下的平均浓度过程, 其模型表示如下:

$$c_l(t) = \int_0^t c_m(t-t')f_l(t') dt' \quad (9)$$

式中:  $f_l(t)$  —— 转移概率密度函数;

$f_l(t) dt'$  ——  $t=0$  时, 在  $z=0$  处的溶质质点在  $t+dt'$  时刻到达  $Z=L$  处的概率。

对于不与介质发生作用的溶质, 在  $t=0$  时由地表瞬时注入, 则在  $Z=L$  处的溶质浓度过程即为该土体的时间转移密度函数:

$$f_z(t) = L/Z f_L(L \cdot z) \quad (10)$$

那么根据田间不同矿化度入渗实验结果, 在  $Z$  处的平均浓度过程  $c(z, t)$  可表示为:

$$c(z, t) = \int_0^t c_m(t-t') \frac{L}{Z} f_l\left(\frac{tL}{Z}\right) dt' \quad (11)$$

由于该模型可以很好地描述溶质运移过程中的“分支-合并”所引起的渗透分散, 对田间试验中的区域水动力弥散和空间变异性等问题均有独特的优势。Gupta<sup>[39]</sup>和 Neumann<sup>[40]</sup>对该模型进行了研究, 并取得较好的结果。由于函数模型是从统计学和随机理论角度出发, 研究和模拟溶质的总体运移过程, 不能模拟单个分子或离子的运移轨迹, 同时加上许多未知影响因素, 因此利用这类模型揭示土壤溶质运移机制是非常有限的。

另外, 王金满等<sup>[41]</sup>采用基于人工神经网络模拟与预测土壤中溶质运移模拟与预测, 并取得较好的效果。

### 4 结语

污染物在土壤中运移的模型研究在国外起始于 20 世纪六七十年代, 在七八十年代文献报道较多。我国从 80 年代开始进行土壤溶质运移的数学模型的研究, 至今, 众多学者对污染物在土壤中的运移进行了大量的研究, 并建立了许多相应的模型, 为解决土壤中污染物运移提供了基础依据, 但也存在一些不足。

(1) 由于野外田间的时空变化复杂, 各种运移参数很难测得, 因此无法准确地应用 CDE 模型来描述。

(2) 土壤中溶质运移的研究范围多集中于地下水 and 砂土上, 对复杂的粘、壤土研究还不够。

(3) 溶质在土壤中变化很复杂, 既有物理变化又有化学变化, 还有生物行为, 如何把关于它们的研究有机地结合起来, 更全面准确地揭示溶质运移的规律, 是一个全新的课题。

(4) 现有的模型缺乏可重复性, 众多的模型除建立者自己进行试验验证外, 很少能被他人直接应用到类似问题上, 出现大量的重复劳动, 模型的应用也得到了限制。

因此今后的研究重点应放在进一步研究和改进模型的准确性、灵活性、通用性和操作性; 在通过实验资料选定模型求取参数时, 不仅应充分考虑土壤内部的水、热、气要素, 而且要考虑气候因子(如冻融、干湿交替、蒸发、入渗、降水)及人工因素(灌溉、排水、耕作)等的综合作用; 土壤溶质运移理论的研究应从封闭的室内土柱试验扩展到野外大田观测, 以获取足够的资料来确切地描述溶质运移过程, 使理论与生产实际问题联系更紧密。

#### [参考文献]

- [1] 隋红建, 饶纪龙. 土壤溶质运移的数学模拟研究——现状及展望[J]. 土壤学进展, 1992 (5): 1-7.
- [2] 张莘民, 邓立军. 色质联用系统分析土壤等样品中的有机污染物[J]. 环境监测管理与技术, 1996 8(2): 9-13
- [3] 李国刚. 中国土壤环境监测的现状、问题与对策[J]. 环境监测管理与技术, 2005 17(2): 9-13.
- [4] 吕岁菊, 李春光. 土壤水-盐运移规律模拟研究综述[J]. 农业科学研究, 2005 26(1) 80-84.
- [5] 李保国, 胡克林, 黄元仿, 等. 土壤溶质运移模型的研究及应用[J]. 土壤, 2005, 37(4): 345-352
- [6] 王秉忱. 地下水污染、地下水模拟方法[M]. 北京: 北京师范学院出版社, 1985
- [7] 朱学愚, 谢春红. 地下水运移模型[M]. 北京: 中国建筑工业出版社, 1990

- [ 8 ] BEAR J 多孔介质流体动力学 [M]. 北京: 中国建筑工业出版社, 1983
- [ 9 ] 杨金忠, 蔡树英, 叶自桐. 区域地下水溶质运移随机理论的研究与进展 [J]. 水科学进展, 1998, 9(3): 84- 98.
- [ 10 ] BEAR J Y, BACHMAT Y, TILER F M. Introduction to modeling of transport phenomena in porous media [M]. Netherlands Kluwer Academic Publishers, 1990.
- [ 11 ] 王超, 汪德. 地下水系统中污染物变系数动力迁移模型解 [J]. 水动力学研究与进展, 1996, 11(4): 475- 484.
- [ 12 ] SAUTY J P. An analysis of hydrodispersive transfer in aquifers [J]. Water Resour Res., 1980, 16: 145- 158.
- [ 13 ] SPOSITO G W, JURY W A, GUPTA V K. Fundamental Problems in the Stochastic Convection- dispersion Model of Solute Transport in Aquifers and Field Soils [J]. Water Resour Res., 1986, 22: 77- 88.
- [ 14 ] 马北雁, 张一平. 土壤中离子交换和运移的模拟研究进展 [J]. 植物营养与肥料学报, 1998, 4(1): 84- 91.
- [ 15 ] SELM H M, SCHULN R, FLUEHLER H. Transport and ion exchange of calcium and magnesium in an aggregated soil [J]. Soil Sci Soc Am J 1987, 51: 876- 884.
- [ 16 ] GASTOM S. Transport of exchangeable cations in an aggregated clay soil [J]. Soil Sci Soc Am J 1990, 54: 31- 38.
- [ 17 ] SCHULN R, FLUEHLER H, MANSELL R S, et al Miscible displacement of ions in aggregated soils [J]. Geoderma 1986, 38: 311- 322.
- [ 18 ] SCHULN R, PAPRITZ A, FLUEHLER H, et al Calcium and magnesium transport in aggregated soils at variable ionic strength [J]. Geoderma 1989, 44: 129- 141.
- [ 19 ] 杨金忠. 一维饱和与非饱和水动力弥散系数的实验研究 [J]. 水利学报, 1986, (3): 10- 21.
- [ 20 ] 杨金忠. 土壤非饱和纵向与横向弥散系数确定方法的研究 [M] // 水文地质工程地质编辑部. 水文地质工程地质论丛 (二). 北京: 地质出版社, 1987.
- [ 21 ] BRESLER M S. Stimulate emission in erbium-doped silicon structures under optical pumping [J]. Materials Science and Engineering 2001, B81: 52- 53.
- [ 22 ] BOND W J, WERENGE R J. Immobile water during solute transport in unsaturated sand columns [J]. Water Resources Research 1990, 26 (10): 2475- 2481.
- [ 23 ] 魏新平, 王文焰, 王全九. 用对流扩散方程确定非饱和土壤水动力弥散系数 [J]. 灌溉排水, 2000, 19(2): 48- 51.
- [ 24 ] 刘青勇, 刘春华, 李存法, 等. 反求弥散度的一种数值解法 [J]. 水文, 2000, 20(4): 44- 45.
- [ 25 ] 杨大文, 杨诗秀, 莫汉宏. 农药在土壤中迁移及其影响因素的初步研究 [J]. 土壤学报, 1992, 29(4): 383- 390.
- [ 26 ] GUVEN O, MOLZ F L, MELVILLE J G. An Analysis of Dispersion in a Stratified Aquifer [J]. Water Resour Res., 1984, 20: 1337- 1345.
- [ 27 ] SERRANO S E. The Form of the Dispersion Equation Under Recharge and Variable Velocity, and Its Analytical Solution [J]. Water Resour Res. 1992, 28: 1801- 1808.
- [ 28 ] YATES S R. An Analytical Solution for One-dimensional Transport in Heterogeneous Porous Media [J]. Water Resour Res., 1990, 26: 2331- 2338.
- [ 29 ] YATES S R. An Analytical Solution for One-dimensional Transport in Porous Media with an Exponential Dispersion Function [J]. Water Resour Res., 1992, 28: 2149- 2154.
- [ 30 ] BASHA H A, EL-HABEL F S. Analytical Solution of the One-dimensional Time-dependent Transport Equation [J]. Water Resour Res., 1993, 29: 3209- 3214.
- [ 31 ] DAGAN D. Time-dependent Macrodispersion for Solute Transport in Anisotropic Heterogeneous Aquifer [J]. Water Resour Res 1988, 24 (9): 1491- 1500.
- [ 32 ] BARRY D A, SPOSITO G. Analytical Solution of a Convection-dispersion Model with Time-dependent Transport Coefficients [J]. Water Resour Res., 1989, 25 (12): 2407- 2416.
- [ 33 ] 吴时强, 彭友文. 水流弥散方程中弥散系数的研究 [J]. 电力环境保护, 1997, 13(4): 33- 41.
- [ 34 ] MANSELL M G, HUSSEY S W. An investigation of flows and losses within the alluvial sands of ephemeral rivers in Zimbabwe [J]. Journal of Hydrology, 2005, 314: 192- 203.
- [ 35 ] VALOCHIA J, STREET R L, ROBERTS P V. Transport of ion-exchanging solutes in groundwater chromatographic theory and field simulation [J]. Water Resources Research 1981, 17 (5): 1517- 1527.
- [ 36 ] 薛强, 梁冰, 刘晓丽, 等. 土壤水环境中有机污染物运移环境预测模型的研究 [J]. 水利学报, 2003, (6): 48- 55.
- [ 37 ] 薛强, 王惠芸, 梁冰. 煤矸石淋溶重金属运移过程的水动力学模型及应用 [J]. 辽宁工程技术大学学报, 2005, 24(5): 763- 766.
- [ 38 ] JURY W A, SPOSITO G, WHITE R E. A transfer function model of solute transport through soil I. Fundamental concepts [J]. Water Resources 1986, 22: 243- 247.
- [ 39 ] GUPTA V K. Fundamental problems in the stochastic convection-dispersion model of solute transport in aquifers and field soil [J]. Water Resources 1986, 22 (1): 77- 88.
- [ 40 ] NEUMANN G. Reasoning about ER models in a deductive environment [J]. Data and Knowledge Engineering 1996, 19: 241- 266.
- [ 41 ] 王金满, 杨培岭, 任树梅, 等. 基于人工神经网络的土壤溶质运移模拟与预测 [J]. 沈阳农业大学学报, 2004, 35(5- 6): 486- 488.

本栏目责任编辑 李文峻