

# 用 Brooks-Corey 模型确定两流区模型参数\*

马东豪<sup>1</sup> 王全九<sup>1,2</sup>

(1 西安理工大学水资源研究所, 西安 710048)

(2 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点试验室, 陕西杨凌 712100)

**摘要** 两流区模型为描述优先流情况下的溶质穿透曲线提供了新的方法。但两流区模型的所有参数目前仅能通过反推参数法获得,限制了其应用。近年来,毛管理论和土壤水力特性模型的发展使得有可能从更加微观的角度来揭示土壤水分和溶质运动的机理,同时也为对流弥散模型参数的确定提出了新的思路。本研究在 Brooks-Corey 模型的基础上,推求了土壤中的孔隙流速分布;以平均孔隙流速为两流区的临界流速,得到了两流区模型参数与 Brooks-Corey 水分特征曲线模型形状系数之间的简单关系;提出了由土壤水分特征曲线确定两流区模型参数的方法。用实测资料对考虑和不考虑不动水体情况下这种方法的可靠性进行了验证。结果表明,不考虑不动水体,上述方法可靠性较差;考虑不动水体,用上述方法预测两流区模型参数有一定精度,不会对模型的预测结果产生太大的误差。

**关键词** 两流区模型;水分特征曲线;穿透曲线  
**中图分类号** S152 **文献标识码** A

农业面源污染和土壤盐碱化一直是世界各国广泛关注的问题,长期以来人们对其进行了大量的研究。人们通过对土壤孔隙流速分布特征进行不同程度的概化,提出了各种数学模型对土壤溶质迁移过程进行描述。其中,对流弥散模型有明确的物理基础,应用最为广泛。两区模型假定土壤中存在不动水体,可动区和不动区通过质量交换发生作用,改善了对溶质迁移特征的描述。但是对于存在大孔隙流的溶质运移过程,以及近来发现的溶质穿透曲线中的双峰现象<sup>[1]</sup>,两区模型不能做出合理解释。为了模拟优先流情况下的溶质运移过程,Skopp 等<sup>[2]</sup>在两区模型的基础上提出了两流区模型,假定土壤中没有绝对不动水体,而是存在两个孔隙流速不等的流区,各流区内溶质都以对流和弥散发生作用,两流区之间存在质量交换。试验结果表明,两流区模型可以对脉冲流土壤溶质穿透曲线中的双峰现象(或驼峰)做出比较合理的描述<sup>[1]</sup>。但与两区模型相比,两流区模型增加了新的参数,其参数确定方法的研究目前还未见报道,所有参数只能通过反推参数法获得,限制了其实际应用。

两流区模型是依据土壤孔隙水流速度的大小划

分区域,但在水力梯度一定的情况下,孔隙大小是决定土壤水流速度的主要因素。毛管理论在当量孔径与土壤水吸力之间建立了确定的关系;近年来,土壤水力特性模型的发展和完善使得有可能由土壤水分特征曲线定量地描述土壤中水分运动的流速分布。如果能由土壤孔隙的流速分布找到一种简单实用的确定两流区模型参数的方法,就能为两流区模型的应用提供依据。因此,本文根据土壤基本属性,寻找从土壤水分特征曲线及土壤非饱和导水率推求两流区模型参数的方法。

## 1 两流区模型基本特征

两流区模型(Two-flow Domain Model)依据水流速度的大小将土壤中的水分为两个不同的流速区域,且两个区域中的水流速度不为零。假定将流速快的区域定义为 A 区,流速慢的区域定义为 B 区;用水流速度( $V_A, V_B$ ) ( $\text{cm h}^{-1}$ )、含水量( $\theta_A, \theta_B$ ) ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )、溶质浓度( $C_A, C_B$ ) ( $\mu\text{g ml}^{-1}$ )和弥散系数( $D_A, D_B$ ) ( $\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$ )来表征两个流区的特性;且两流区之间发生溶质交换,并表示为:

\* 国家自然科学基金项目(40371057)、国家攻关“863”计划项目(2002AA6Z3201)、黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室及中国科学院水土保持研究所“百人计划”项目资助

作者简介:马东豪(1980~),男,汉族,河南南阳人,硕士研究生,主要从事土壤物理方面的研究。E-mail: sailingmahao@yahoo.com

收稿日期:2005-01-03;收到修改稿日期:2005-05-12

$$= (C_A - C_B) \quad (1)$$

其中,  $\frac{\partial C_A}{\partial t}$  为两流区之间的质量交换量,  $\frac{\partial C_A}{\partial x}$  为两流区之间的质量交换系数 ( $\text{h}^{-1}$ )。两流区模型<sup>[2]</sup>可表示为:

$$\frac{\partial C_A}{\partial t} = D_A \frac{\partial^2 C_A}{\partial x^2} - V_A \frac{\partial C_A}{\partial x} - \frac{1}{A} (C_A - C_B) \quad (2)$$

$$\frac{\partial C_B}{\partial t} = D_B \frac{\partial^2 C_B}{\partial x^2} - V_B \frac{\partial C_B}{\partial x} - \frac{1}{B} (C_B - C_A) \quad (3)$$

$$= A + B \quad (4)$$

将两流区水流速度的比率和含水量的比率分别定义为:

$$= V_A/V_B \quad \text{和} \quad f = A/B \quad (5)$$

其中,  $V$  为两流区水流速度的比率,  $f$  为快流区含水量的比率。那么, 平均孔隙流速  $V$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) 和平均溶质浓度  $C$  ( $\mu\text{g ml}^{-1}$ ) 可表示为:

$$V = fV_A + (1 - f) V_B \quad (6)$$

$$C = \frac{C_A f + C_B (1 - f)}{f + (1 - f)} \quad (7)$$

并且假定  $D_A$ 、 $D_B$  分别为  $V_A$ 、 $V_B$  的线性函数<sup>[2]</sup>, 即:

$$D_A = D_0 + V_A \quad \text{和} \quad D_B = D_0 + V_B \quad (8)$$

其中,  $D_0$  为弥散度 ( $\text{cm}$ ),  $D_0$  为溶质在水中的分子扩散系数 ( $\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$ )。

## 2 基本理论

假定土壤孔隙由一系列尺寸不等的毛管组成, 毛管对应的吸力随土壤含水量的分布服从土壤水分特征曲线。土壤水分特征曲线 (Brooks-Corey)<sup>[3]</sup> 可表示为:

$$S = \frac{s - r}{s - r} = \left( \frac{h_d}{h} \right)^n \quad (9)$$

式中,  $S$  为相对饱和度,  $s$  为饱和含水量 ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $r$  为滞留含水量 ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $h_d$  为进气吸力 ( $\text{cm}$ ),  $h$  为土壤水吸力 ( $\text{cm}$ )。  $n$  为与土壤特性有关的形状系数。

非饱和导水率曲线 (Brooks-Corey)<sup>[3]</sup> 可表示为:

$$K(h) = K_s \left( \frac{h_d}{h} \right)^m \quad (10)$$

式中,  $K(h)$  为与土壤水吸力  $h$  对应的土壤非饱和导水率 ( $\text{cm min}^{-1}$ ),  $K_s$  为饱和导水率 ( $\text{cm min}^{-1}$ ),  $m$  为与土壤特性有关的形状系数。

将式(9)代入式(10)可得到:

$$K(S) = K_s S^{\frac{m}{n}} \quad (11)$$

由式(11)可得到单毛管的导水率与土壤吸力或

相对饱和度的关系:

$$k_h = \frac{\partial K(h)}{\partial h} = \frac{K_s m}{(s - r)^n} S^{\frac{m-n}{n}} \quad (12)$$

式中,  $k_h$  为与土壤水吸力  $h$  对应的毛管的导水率 ( $\text{cm h}^{-1}$ )。

在稳态条件, 单位水势梯度 (不影响结果) 作用下, 由达西定律可得到:

$$V = \frac{K(S_m)}{m - r} = \frac{K_s}{s - r} S_m^{\frac{m-n}{n}} \quad \text{和} \quad V_h = k_h \quad (13)$$

式中,  $V$  为平均孔隙流速 ( $\text{cm h}^{-1}$ ),  $S_m$  为土壤实际含水量  $m$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) 对应的相对饱和度,  $V_h$  为与土壤水吸力  $h$  对应的毛管流速 ( $\text{cm h}^{-1}$ )。

由式(12)和式(13)可得到土壤孔隙的流速分布:

$$V_h = V \frac{m}{n} \left( \frac{S}{S_m} \right)^{\frac{m-n}{n}} \quad (r < m)$$

$$V_h = 0 \quad (r > m) \quad (14)$$

此时, 土壤中有部分水  $r$  是不动的, 假定这部分水不参与溶质运移, 那么土壤中对溶质运移起作用的有效水分  $v = m - r$ 。

两流区模型依据孔隙流速划分区域, 不妨假定平均孔隙流速为区分两流区模型中快区和慢区的临界流速, 那么  $V_h = V$  所对应的饱和度为:

$$S_e = S_m \left( \frac{n}{m} \right)^{\frac{n}{m-n}} \quad (15)$$

$$\text{则:} \quad f = \frac{A}{m - r} = \frac{m - r - (s - r) S_e}{m - r}$$

$$= 1 - \frac{s - r}{m - r} S_e \quad (16)$$

$$= \frac{V_A}{V_B} = \frac{S_e \int_0^{S_m} V_h dS / (S_m - S_e)}{S_e \int_0^0 V_h dS / S_e}$$

$$= \frac{S_e}{S_m - S_e} \left[ \left( \frac{S_m}{S_e} \right)^{\frac{m}{n}} - 1 \right] \quad (17)$$

$m$  与  $n$  和毛管弯曲度  $l$  之间存在如下关系<sup>[4]</sup>:

$$m = 2 + nl + n \quad (18)$$

取  $l = -2$ <sup>[5]</sup>, 式(15)、式(16)和式(17)可变为:

$$S_e = \left( \frac{n}{2 - n} \right)^{\frac{n}{2 - 2n}} \quad (19)$$

$$f = 1 - S_e \quad (20)$$

$$= \frac{S_e}{1 - S_e} \left[ \left( \frac{1}{S_e} \right)^{\frac{2-n}{n}} - 1 \right] \quad (21)$$

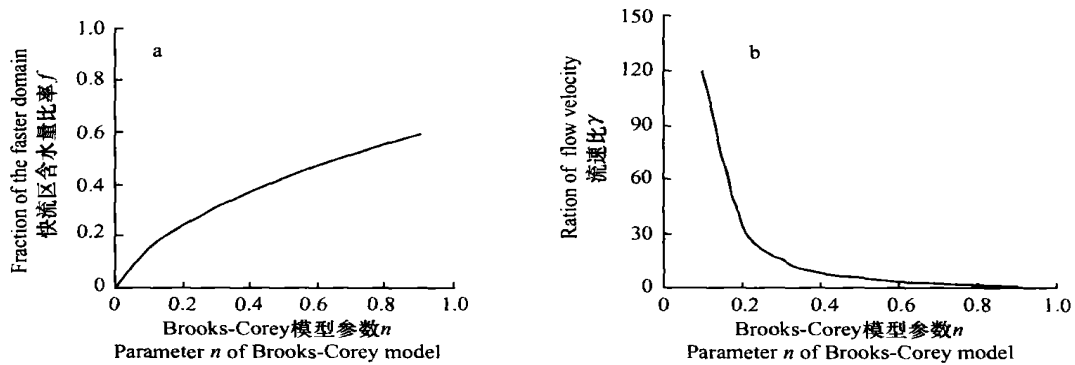


图 1 快流区含水量比率(a)和流速比(b)与土壤水分特征曲线的关系

Fig. 1 Relationship of moisture fraction (a) and ratio of flow velocity (b) with the water characteristic curve

由图 1 可知,随  $n$  的增大,快流区的比例相应增大,两流区的流速比相应减小。由土壤水分特征曲线可知,随土壤质地由细变粗, $n$  值增大。在细质土壤中,土壤孔隙分布均匀,其流速也相应分布均匀;而在粗质土壤中,孔隙分布不均,大孔隙发育,在很小孔径范围内的毛管占去了土壤中的绝大部分孔隙,这一方面使快区含水量相对增加,另一方面导致土壤中优先流的产生,使小孔隙在溶质运移中的作用相对很小,两流区的流速比因大孔隙流速差异很小而相应变小。这与图 1 的结果是一致的。

综上所述,只要知道了 Brooks-Corey 水分特征曲线模型中的参数  $n$ ,就可由式(19)、式(20)和式(21)给出两流区模型参数  $f$  和  $\gamma$  的预测值。

### 3 试验检验

选取有代表性的两种土壤(粉砂质壤土 B2 和粘壤土 D3)作为研究对象,分别测定其水分特征曲线和特定条件下的土壤溶质穿透曲线,土壤基本物理特征如表 1 所示。分析所采用的试验资料均取自文献[6,7],详细试验过程参见文献[7]。

表 1 土壤基本物理特征及试验条件<sup>[7]</sup>

Table 1 Basic soil physical properties and experimental conditions

土样 Soil sample	容重 Bulk density ( $\text{g cm}^{-3}$ )	$s$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$V$ ( $\text{cm h}^{-1}$ )	颗粒质量含量百分比 Mass percent of particle (%)			土壤质地 Soil texture
				砂粒 Sand	粉粒 Silt	粘粒 Clay	
B2	0.88	0.61	18.7	2.30	67.1	30.6	粉砂质壤土 Silty sand loam
D2	0.94	0.60	33.3	48.0	30.6	21.4	粘壤土 Clay loam

#### 3.1 滞留含水量为零

如果取滞留含水量为零,即土壤中不存在不动水体,只存在两个可动的流区,这与两流区模型原假

定相符。用式(9)拟合两种土样实测的土壤水分特征曲线得到 Brooks-Corey 模型参数及用式(19)、式(20)和式(21)所求的两流区模型参数列于表 2。

表 2 土壤水分特征曲线拟合结果及预测的两流区模型参数 ( $r_r=0$ )

Table 2 Fitting results of soil water characteristic curves and predicted parameters of Two-flow Domain Model ( $r_r=0$ )

土样 Soil sample	$r_r(\text{cm}^3 \text{cm}^{-3})$	$h_d(\text{cm})$	$n$	$f$	$\gamma$
B2	0	5.507	0.166	0.213	48.31
D2	0	3.648	0.257	0.282	21.52

取质量交换系数  $\lambda = 0.03 \text{ h}^{-1}$ [11],用两流区模型拟合两种土样的实测溶质穿透曲线所得模型参数列于表 3,拟合结果如图 2 所示。

由表 2 和表 3 可知,用式(19)、式(20)和式(21)所求的  $f$  和  $\gamma$  与采用反推参数法得到的  $f$  和  $\gamma$  相差很大。 $f$  普遍偏小,B2 土样流速比偏小,D2 土样流

速比偏大。由于反推参数法有参数不唯一性的缺点,所以难以说明上述方法的预测结果是否合理,为进一步对上述方法进行验证,采用反推参数法得到

的弥散度、质量交换系数和表 2 中的两流区模型参数  $f$  和  $\lambda$ ,用两流区模型数值计算程序预测土壤溶质穿透曲线。预测结果见图 2。

表 3 两流区模型拟合结果 ( $r_s = 0$ )

Table 3 Fitting results of Two-flow Domain Model ( $r_s = 0$ )

土样 Soil sample	$v_p$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$h_d$ (cm)	$n$	$f$	$\lambda$ ( $\text{h}^{-1}$ )
B2	0.61	2.241	96.60	0.627	0.03
D2	0.60	0.926	10.98	0.483	0.03

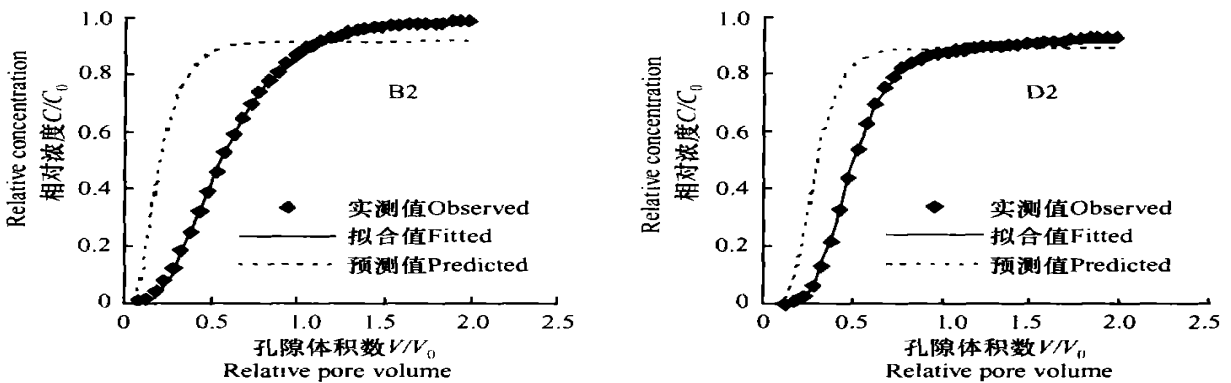


图 2 B2 和 D2 土样溶质穿透曲线 ( $r_s = 0$ )

Fig.2 Breakthrough curve of soil sample B2 and D2 ( $r_s = 0$ )

由图 2 可知,两流区模型拟合实测溶质穿透曲线的结果都很好,这表明两流区模型能很好地揭示土壤溶质运移的规律,可以对土壤溶质穿透曲线给以准确的描述。然而,用式(19)、式(20)和式(21)计算的参数带入两流区模型所预测的溶质穿透曲线除最早穿透时间的预测较为准确外,其余各点均与实测值相去较远。

### 3.2 滞留含水量不为零

传统的对流弥散模型由于没有考虑土壤中不动水体的存在,将土壤的孔隙特性概化过于简单,不能对溶质穿透曲线中的早期穿透和拖尾等物理非平衡现象作出解释。但在结构良好或质地粘重的土壤中,其孔隙状况复杂,既有大孔隙、裂隙,又有微孔或死孔。死孔中的水几乎不能活动;微孔中的水与接

近土壤颗粒表面的水流动极慢或几乎停滞,而大孔隙或裂隙中的水相对流速极快或水流状况已不符合达西定律<sup>[8]</sup>。因此,不动水体对土壤溶质运移特征影响较大,在土壤水盐问题的定量研究中不容忽视<sup>[9]</sup>。如果假定滞留含水量为土壤中的不动水体,且这部分水不参与溶质运移,那么土壤中的水分可分为两个区域,即可动区和不动区,对溶质运移起作用的只是可动区的那部分有效水分,即  $v_v = v_s - r_s$ 。依据两流区模型的假定,又可将可动区的水分分为流速不同的两个部分,即快流区 A 和慢流区 B。

取吸力为 600cm 时的土壤含水量为滞留含水量<sup>[4]</sup>,用式(9)拟合两种土样实测的土壤水分特征曲线得到的 Brooks-Corey 模型参数及用式(19)、式(20)和式(21)所求的两流区模型参数列于表 4。

表 4 土壤水分特征曲线拟合结果及预测的两流区模型参数<sup>[4]</sup> ( $r_s = 0$ )

Table 4 Fitting results of soil water characteristic curves and predicted parameters of Two-flow Domain Model ( $r_s = 0$ )

土样 Soil sample	$r_s$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$h_d$ (cm)	$n$	$f$	$\lambda$ ( $\text{h}^{-1}$ )
B2	0.275	9.88	0.68	0.506	2.861
D2	0.160	6.30	0.64	0.488	3.304

仍取质量交换系数  $\lambda = 0.03 \text{ h}^{-1}$ , 饱和含水量  $\theta_s$ , 采用有效含水量  $\theta_v$  代替, 用两流区模型拟合两种土样的实测溶质穿透曲线得到的模型参数列于表 5, 拟合结果如图 3 所示。

由表 4 和表 5 可知, 与滞留含水量为零的情况相比, 预测值与拟合值较为接近。用式 (19)、式 (20) 和

式 (21) 所求的  $f$  和  $\lambda$  与采用反推参数法得到的  $f$  和  $\lambda$  相比, 对 B2 土样快流区含水量比率的估计存在较大偏差。同样, 为进一步验证上述方法的合理性和可行性, 采用反推参数法得到的弥散度、质量交换系数和表 4 中的两流区模型参数  $f$  和  $\lambda$ , 用两流区模型数值解预测土壤溶质穿透曲线。预测结果示于图 3。

表 5 两流区模型拟合结果 ( $\theta_r = 0$ )

Table 5 Fitting results of Two-flow Domain Model ( $\theta_r = 0$ )

土样 Soil sample	$\theta_v (\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	$\lambda (\text{cm})$	$\lambda$	$f$	$(\text{h}^{-1})$
B2	0.335	1.019	3.013	0.075	0.03
D2	0.440	0.860	4.978	0.636	0.03

由图 3 可知, 两流区模型拟合实测溶质穿透曲线的结果同样很好。这表明假定滞留含水量所包含的水分不参与溶质运移过程, 两流区模型仍然可以对土

壤溶质穿透曲线给以准确的描述。由图 3 还可以发现, 用式 (19)、式 (20) 和式 (21) 计算的参数, 两流区模型预测的溶质穿透曲线与实测穿透曲线吻合较好。

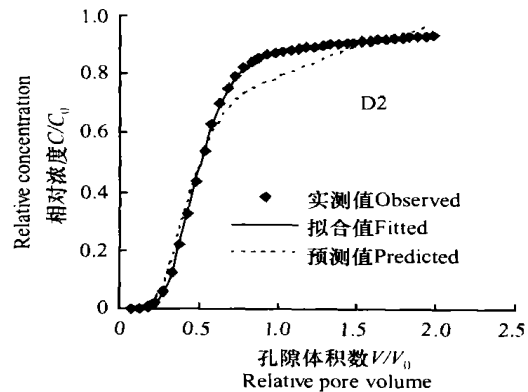
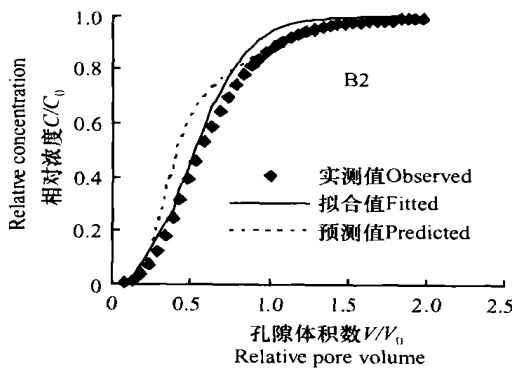


图 3 B2 和 D2 土样溶质穿透曲线 ( $\theta_r = 0$ )

Fig. 3 Breakthrough curve of soil sample B2 and D2 ( $\theta_r = 0$ )

## 4 小结与讨论

在 Brooks-Corey 模型的基础上, 本文推求了土壤微观孔隙流速与饱和度之间的关系, 以平均孔隙流速为区分两流区微观孔隙流速的临界流速, 进而找到了由 Brooks-Corey 模型的形状系数确定两流区模型中快流区含水量比率和流速比的表达式。用实测资料对考虑和不考虑不动水体情况下这种方法的可靠性进行了验证。结果表明, 滞留含水量取为零, 用上述方法计算模型参数会产生很大误差, 预测的穿透曲线与实测溶质穿透曲线相去甚远; 若取滞留含水量为土壤水吸力为 600 cm 时对应的含水量, 并假定这部分水不参与溶质运移过程, 两流区模型预测的溶质穿透曲线与实测曲线吻合较好。这表明, 对

壤土用上述方法(滞留含水量不为零)预测两流区模型参数有一定精度, 不会对模型的预测结果产生太大的误差。

但是, 用 Brooks-Corey 水分特征曲线模型来描述土壤中的孔隙分布和流速分布有一定局限性。首先, 并非土壤中所有的水体都是可运动的, 在一些团聚体内的死孔中水流几乎停止运动, 微孔中的水与接近土壤颗粒表面的水流动极慢或几乎停滞, 在 Brooks-Corey 模型中将这部分水作为滞留含水量, 认为其不动, 如果滞留含水量取为零, 将这部分水作为可动水来对待就不能准确地描述土壤中的孔隙分布和流速分布。这或许就是上述第一种情况产生很大误差的原因。即便对可动区孔隙分布的描述, Brooks-Corey 模型同样存在缺陷, Brooks-Corey 模型的吸力下限是进气吸力, 所以 Brooks-Corey 模型更适于

描述脱湿曲线,不能对产生重力水的大孔隙给予准确描述,而这些大孔隙却是产生优先流,影响溶质运移过程的重要因素。此外,实际土壤中的孔隙分布可能是不连续的,这同样是 Brooks-Corey 模型和其他一些连续函数表示的水分特征曲线模型所无法描述的。所以,如何准确定量地描述土壤中实际的孔隙分布和流速分布是确定两流区模型参数,也是解决其他溶质运移问题的关键所在。

上述结果同样表明,虽然在以上两种情况下参与溶质运移的有效水分不同,但两流区模型对实测土壤溶质穿透曲线的拟合结果都很好。由此可见,两流区模型有很大的适应性,其参数具有很大的任意性,对同一土壤,同一参数可能取不同的值。这就要求,在寻求两流区模型参数确定方法的过程中必须注意参数的一致性。

### 参考文献

- [ 1 ] Ma L W, Selim H M. Transport a nonreactive solute in soils: A two-flow domain approach. *Soil Science*, 1995, 159(4): 224 ~ 234
- [ 2 ] Skopp J, Gardner W R, Tyler E J. Solute movement in structured soil: Two-region model with small interaction. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1981, 45(3): 837 ~ 842
- [ 3 ] Brooks R H, Corey A T. Hydraulic properties of porous media. In: Brooks R H, Corey A T. eds. *Hydrology*. Colorado: Colorado State University Press, 1964. 3 ~ 27
- [ 4 ] Van Genuchten M Th, Leij F J, Yates S R. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. U. S. Salinity Laboratory, 1991. 30 ~ 32
- [ 5 ] Mualem Y I. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach. *Water Resour. Res.*, 1978, 14(2): 325 ~ 334
- [ 6 ] Wang Q J, Horton R, Lee J. A simple model relating soil water characteristic curve and soil solute breakthrough curve. *Soil Science*, 2002, 167(7): 436 ~ 443
- [ 7 ] Lee J, Jaynes D B, Horton R. Evaluation of simple method for estimating solute transport parameters: Laboratory studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2000, 64(2): 492 ~ 498
- [ 8 ] 李韵珠, 李保国. 土壤溶质运移. 北京: 科学出版社, 1998. 142 ~ 143. Li Y Z, Li B G. *Soil Solute Transport (In Chinese)*. Beijing: Science Press, 1998. 142 ~ 143
- [ 9 ] 史海滨, 陈亚新. 吸附作用与不动水体对土壤溶质运移影响的模拟研究. *土壤学报*, 1996, 33(3): 258 ~ 267. Shi H B, Chen Y X. Study on influences of soil adsorption and immobile water on solute transport in soil by numerical simulation (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1996, 33(3): 258 ~ 267

## DETERMINATION OF PARAMETERS OF TWO-FLOW DOMAIN MODEL WITH BROOKS-COREY MODEL

Ma Donghao<sup>1</sup> Wang Quanjiu<sup>1,2</sup>

(1 Institute of Water Resource, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China)

(2 State Key Lab. of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Yangling, Shaanxi 712100, China)

**Abstract** The use of a two-flow domain model improves description of soil solute breakthrough curves, especially in preferential flows. But all parameters of the model currently can only be figured out by the inverse method, thus restricting its application. In recent years, development of the capillary theory and the model of soil hydraulic property make it possible to expose mechanisms of soil water and solute movement from a more microcosmic angle, and use a new method to determine parameters of the convection-dispersion model. Based on the Brooks-Corey model, pore velocity distribution is deduced from soil water suction curve in this paper, relationship between the geometrical coefficient of the Brooks-Corey model and the parameters of the two-flow domain model established with the average pore velocity set as the critical velocity between the two flow domains, and hence a method for determining parameters of the two-flow domain model proposed in this paper. Data measured in field observation are used to test the reliability of this method either considering immobile water in soil or not. The results indicate that the predicted breakthrough curves are far from the observed without taking into consideration immobile water; and quite close to the observed with immobile water taken into account. Errors would not be too great for loam soils and sand loam soils in the prediction based on the two-flow domain model, and the model parameters determined through the method proposed above.

**Key words** Two-flow domain model; Soil water characteristic curve; Breakthrough curve