

土壤水动力弥散系数的室内测定*

邵爱军 刘广明 杨劲松

(中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘 要 用粉砂壤土进行了室内非饱和水动力弥散试验, 依据质量守恒原理, 推导了水动力弥散系数的计算公式, 根据垂直土柱法测定的土壤水盐动态数据, 计算了非饱和粉砂壤土的水动力弥散系数, 并建立了该土壤水动力弥散系数与孔隙流速之间的关系。该方法物理概念清楚, 计算公式简单实用, 使用常规仪器就可测定。

关键词 水动力弥散系数, 溶质通量, 非饱和土壤

中图分类号 S152.72

目前, 国内外一些学者在非饱和土壤水动力弥散系数的测定方面做了不少探索和研究, 但还没有形成公认而成熟的方法和规范。Yule 和 Gardner^[1] 在假设弥散系数与速度成比例关系以及含水量均匀的前提下, 进行室内短柱试验求得非饱和纵向和横向弥散系数, 但由于假设偏于理想化, 求得的参数难以体现实际情况。Smiles 和 Philip^[2], Smiles 等^[3] 求得水平吸水过程中溶质运移问题的半解析解, 通过一维水平吸水实验, 认为弥散系数仅为含水量的函数, 与流速无关。De Smedt 和 Wierenga^[4,5] 在长 30cm 的一维垂直土柱中对两种不同粒径的玻璃球进行实验, 认为弥散系数与平均孔隙流速呈线性关系。Jones 和 Watson^[6] 用沙进行一维吸水实验, 通过计算结果分析, 当取弥散系数与平均流速呈线性关系时, 计算结果完全落在实验结果的范围之内。杨金忠^[7] 利用水平土柱试验, 由数值方法反求参数, 是个较有效的方法, 但是求解非线性水流方程和对流弥散方程的复杂性, 使之难以推广应用。黄康乐^[8,9] 基于质量守恒原理, 借鉴求解水力传导度的瞬时剖面方法, 提出了一种在实验和计算上都较为简单的室内和野外试验方法, 并通过室内、野外试验证明该方法是较有效、精确的。石元春、李韵珠和陆锦文等^[10] 以及谢森传、杨诗秀和雷志栋^[11] 进行了水平土柱的入渗试验, 并根据试验结果求得了以含水率为变量的水动力弥散系数。张瑜芳、张蔚榛和沈荣开等^[12] 提出, 若已知土壤水、盐运动过程中某两个时刻的剖面分布, 从质量守恒原理建立起剖面上各点的水分及盐分均衡方程, 从而求出剖面上各点的弥散系数, 此结果与根据实验用数值方法反求参数的结果相一致。Yamaguchi 等^[13] 通过溶质运移的穿透曲线 (breakthrough curve, BTC) 进行水动力弥散系数的估算。Shao 和 Horton 等^[14] 应用溶质运移的边界层理论 (boundary-layer theory) 较方便地获取了水动力弥散系数, 同时求得延迟因子, 该方法简单、省时, 既可用于室内土柱, 也可在野外运用, 但需要观测溶质锋面 (solute front) 随时间的变化过程。

* 中国长江三峡工程开发总公司项目 SX(97)-11-14 和国家重点基础研究发展规划项目 G1999011803 资助

收稿日期: 2000-04-07; 收到修改稿日期: 2000-07-28

1 试验材料及方法

试验所用土壤采自长江河口地区,土壤质地为粉砂壤土,原始含盐量为 0.364 g kg^{-1} ,系脱盐土。供试土壤经自然风干后,磨细、去杂、过 20 目筛并搅拌混合均匀,根据田间土壤实际干容重(1.33 g cm^{-3}) 填充土柱。供试验用水的矿化度为 8 g L^{-1} (接近采样点地下水的矿化度)。

试验所用土柱为垂直土柱,为透明有机玻璃圆筒,高度 170 cm,直径 12.7 cm。土柱侧面装有盐分传感器用以监测土壤盐分动态,埋设深度为 5、15、30、45、65、105、145 cm,并在各深度处安装张力计以监测土壤水分动态。底部封闭,顶部敞口进行蒸发。试验在室内进行,为接近自然环境条件,土柱顶部布设一红外灯用以模拟光照。土柱底部装有马利奥特瓶,用以控制水位和监测水的消耗量。试验于 1999 年 8 月至 10 月进行,前期每 3 天,后期每 4 天进行土壤电导率、张力以及马氏瓶耗水量的观测记录。试验装置如图 1 所示。

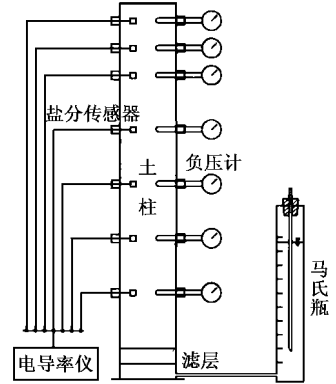


图 1 试验装置示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the experimental device

2 水动力弥散系数的计算

对水动力弥散系数的结构形式的认识目前尚不统一^[15]。从理论上讲,水动力弥散系数 D_{sh} 为分子扩散系数 D_s 和机械弥散系数 D_h 之和。一般将溶质在土壤中的分子扩散系数仅表示为含水率的函数,而与溶质的浓度无关,常用经验公式来表示^[6]:

$$D_s = D_0 a e^{b\theta} \quad (1)$$

式中: D_s 分子扩散系数 ($\text{cm}^2 \text{ min}^{-1}$), D_0 溶质在自由水体中的扩散系数 ($\text{cm}^2 \text{ min}^{-1}$), θ 土壤含水率 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), a 、 b 均为经验常数。

据文献[17]介绍,当土壤水吸力在 30~1520 kPa 的范围内变化时,上述经验公式中 $b=10$ 比较适合, a 的变化范围为 0.005~0.001 (沙壤土~粘土),土壤粘性愈大, a 值愈小。

一般认为,一维流情况下,机械弥散系数 D_h 与平均孔隙流速 v 的一次方成正比^[18]:

$$D_h = \alpha |v| \quad (2)$$

式中: D_h 机械弥散系数 ($\text{cm}^2 \text{ min}^{-1}$), v 平均孔隙流速 (cm min^{-1}), α 弥散度(为经验常数) (cm)。

综上所述,水动力弥散系数 D_{sh} 表示为分子扩散系数 D_s 和机械弥散系数 D_h 之和^[10]:

$$D_{sh} = D_0 a e^{b\theta} + \alpha |v| \quad (3)$$

当对流速度相当大时,机械弥散的作用会大大超过分子扩散作用,以致于水动力弥散中只需考虑机械弥散作用;反之,当土壤溶液静止时,则机械弥散完全不起作用,而只剩下分子扩散了。一般情况下,土壤中的溶质运移,都同时存在分子扩散和机械弥散作用,但实际上很难区分开来,因此,将分子扩散和机械弥散综合称为水动力弥散。实际应用中,有的学者^[2,11]将水动力弥散系数表示为形如分子扩散系数形式的指数函数,认为纵向弥散系数对孔隙水流速不敏感,因此, D_{sh} 可以单独作为含水率的函数来对待。但从文献资料^[4-9,12]看,目前不少学者将水动力弥散系数表示为形如机械弥散系数形式的线性函数,认为 D_{sh} 与平均孔隙流速 v 的一次方成正比。本文所测定的水动力弥散系数取后一种形式。

为了计算水动力弥散系数(Coefficient of hydrodynamic dispersion),首先计算水分通量,然后计算盐分通量,最后由水分通量和盐分通量确定水动力弥散系数。

2.1 水分通量

若已知从底部补给土柱的水量, 以及不同时刻剖面含水率的分布, 则由水量均衡原理, 土柱上任一截面 z 处的水分通量 q_z 可表示为:

$$q_0 - q_z = \frac{1}{\Delta t} \left[\int_0^z \theta(t_2) dz - \int_0^z \theta(t_1) dz \right] \quad (4)$$

即

$$q_z = q_0 - \frac{1}{\Delta t} \left[\int_0^z \theta(t_2) dz - \int_0^z \theta(t_1) dz \right] \quad (5)$$

式中: q_z 为任一截面 z 处的水分通量 (cm d^{-1}), q_0 为土柱底部的进水量 (cm d^{-1}), θ 为体积含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), $\Delta t = t_2 - t_1$ 时间步长 (d), t_1, t_2 为时段初、末时间。

上式(5) 写为离散格式:

$$\begin{aligned} q_z^{k+1/2} &= q_0^{k+1/2} - \frac{1}{\Delta t} \left[\sum_{i=0}^{i=z} \theta_{i+1/2}^{k+1} \Delta z - \sum_{i=0}^{i=z} \theta_{i+1/2}^k \Delta z \right] \\ &= \frac{1}{2} \left(q_0^{k+1} + q_0^k \right) - \frac{\Delta z}{2\Delta t} \left[\sum_{i=0}^{i=z} \left(\theta_{i+1}^{k+1} + \theta_i^{k+1} \right) - \sum_{i=0}^{i=z} \left(\theta_{i+1}^k + \theta_i^k \right) \right] \end{aligned} \quad (6)$$

式中: k 为时段数, Δz 为空间步长 (cm), i 为截面编号。

2.2 盐分通量

若已知土柱底部溶质通量, 以及不同时刻剖面含水率和溶质浓度的分布, 则任一截面 z 处的溶质通量 J_z 由质量守恒原理得:

$$J_0 - J_z = \frac{1}{\Delta t} \left[\int_0^z \theta(t_2) c(t_2) dz - \int_0^z \theta(t_1) c(t_1) dz \right] \quad (7)$$

即

$$J_z = J_0 - \frac{1}{\Delta t} \left[\int_0^z \theta(t_2) c(t_2) dz - \int_0^z \theta(t_1) c(t_1) dz \right] \quad (8)$$

式中: J_z 为任一截面 z 处的溶质通量 ($\text{g cm}^{-2} \text{d}^{-1}$), J_0 为土柱底部的溶质通量 ($\text{g cm}^{-2} \text{d}^{-1}$), c 为土壤溶液浓度 (g cm^{-3}), θ 为体积含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), $\Delta t = t_2 - t_1$ 时间步长 (d), t_1, t_2 为时段初、末时间。

式(8) 写为离散格式为:

$$\begin{aligned} J_z^{k+1/2} &= J_0^{k+1/2} - \frac{1}{\Delta t} \left[\sum_{i=0}^{i=z} \theta_{i+1/2}^{k+1} c_{i+1/2}^{k+1} \Delta z - \sum_{i=0}^{i=z} \theta_{i+1/2}^k c_{i+1/2}^k \Delta z \right] \\ &= \frac{1}{2} \left(J_0^{k+1} + J_0^k \right) - \frac{\Delta z}{4\Delta t} \left[\sum_{i=0}^{i=z} \left(\theta_{i+1}^{k+1} + \theta_i^{k+1} \right) \left(c_{i+1}^{k+1} + c_i^{k+1} \right) - \sum_{i=0}^{i=z} \left(\theta_{i+1}^k + \theta_i^k \right) \left(c_{i+1}^k + c_i^k \right) \right] \end{aligned} \quad (9)$$

式中: k 为时段数, Δz 为空间步长 (cm), i 为截面编号。

2.3 水动力弥散系数

孔隙水流速的计算公式如下:

$$v = \frac{q}{\theta} \quad (10)$$

式中: v 为孔隙水流速 (cm d^{-1}), q 为水分通量 (cm d^{-1}), θ 为体积含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)。

根据水动力弥散原理, 溶质通量等于水动力弥散通量与对流量之和, 即:

$$J = -\theta D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} + qc \quad (11)$$

$$D_{sh} = \frac{1}{\theta} \frac{\partial c}{\partial z} (qc - J) \quad (12)$$

式中: J 为溶质通量 ($\text{g cm}^{-2} \text{d}^{-1}$), D_{sh} 为水动力弥散系数 ($\text{cm}^2 \text{d}^{-1}$), c 为溶质浓度 (g cm^{-3}), θ 为体

含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), z 为空间坐标(cm), q 为水分通量(cm d^{-1})。

式(12) 写为离散格式为:

$$\begin{aligned} (D_{sh})_z^{k+1/2} &= \frac{1}{\theta_z^{k+1/2} \frac{\Delta c}{\Delta z} \Big|_z^{k+1/2}} \left[(qc)_z^{k+1/2} - J_z^{k+1/2} \right] \\ &= \frac{1}{\frac{1}{2} \left(\theta_z^{k+1} + \theta_z^k \right) \frac{c_z^{k+1} - c_z^k}{2\Delta z}} \left[\frac{1}{2} q_z^{k+1/2} \left(c_z^{k+1} + c_z^k \right) - J_z^{k+1/2} \right] \\ &= \left(\frac{2\Delta z}{\left(\theta_z^{k+1} + \theta_z^k \right) \left(c_z^{k+1} - c_z^k \right)} \right) \left[q_z^{k+1/2} \left(c_z^{k+1} + c_z^k \right) - J_z^{k+1/2} \right] \end{aligned} \quad (13)$$

将前面计算出的 $q_z^{k+1/2}$ 和 $J_z^{k+1/2}$ 代入式(13) 即可计算水力弥散系数 D_{sh} , 倘若取一系列 z 断面则可计算出一系列 D_{sh} , 从而将 D_{sh} 和对应的孔隙流速 v 拟合成经验公式。

3 结果与分析

计算水力弥散系数的试验数据见下表(表 1):

表 1 水力弥散试验数据

Table 1 Data of the hydrodynamic dispersion experiment

时间 Time	耗水量 Consumed water	各埋深处张力(h) Tension in different depth							各埋深处电导率(E_c) Electric conductivity in different depth						
		5 ¹⁾	15	30	45	65	105	145	5 ¹⁾	15	30	45	65	105	145
(yy mm dd)	(ml)	kPa							mS cm^{-1}						
1999-08-26	108	15.0	13.4	13.2	10.5	8.0	5.0	0.0	1.310	1.109	2.094	2.947	3.744	9.438	14.091
1999-08-31	85	15.4	14.0	13.0	10.0	7.5	4.0	0.0	1.260	1.143	2.172	3.084	3.995	9.714	14.362
1999-09-04	87	14.7	13.4	13.0	10.5	7.5	5.0	0.0	1.270	1.139	2.216	3.205	4.188	9.928	14.463
1999-09-08	75	14.6	12.6	12.4	9.5	7.5	4.0	0.0	1.290	1.172	2.278	3.338	4.374	10.112	14.632
1999-09-25	123	14.6	12.4	12.0	9.0	6.8	2.5	0.0	1.310	1.261	2.592	3.994	5.321	10.908	14.868
1999-09-29	20	14.0	12.4	12.2	9.0	7.0	3.0	0.0	1.330	1.290	2.667	4.136	5.490	11.030	15.003
1999-10-25	33	14.0	12.6	12.2	10.0	7.5	4.0	0.0	1.470	1.342	2.822	4.481	6.044	11.367	15.105
1999-10-29	38	14.2	13.0	12.6	10.0	7.5	4.0	0.0	1.470	1.379	2.890	4.576	6.137	11.429	15.172

1) 埋深单位为 cm

根据上表试验数据, 按照公式(13) 便可计算水力弥散系数。其中含水率按 van Genuchten 模型根据实测张力 h 进行计算:

$$\theta = \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |ah| \right]^m} + \theta_r \quad (14)$$

式中: 各项参数根据另外的水分特征曲线实测数据由迭代法确定⁽¹⁾, 其中饱和含水率 θ_s 为 0.432, 残留含水率 θ_r 为 0.1, 曲线形状参数 a 为 0.006 038, n 为 1.908 750 1, m 为 0.476 097。

(1) 邵爱军. 长江河口地区土壤水盐运移数值模拟及动态预测. 中国科学院南京土壤研究所博士后研究报告, 2000

通过实验数据拟合的电导率与土壤含盐量的换算关系为

$$s = 2.888E_c + 0.1016 \tag{15}$$

式中: s 为土壤含盐量(单位质量干土所含盐分的质量) ($g\ kg^{-1}$), E_c 为土壤浸提液电导率(土水比为 1:5) ($mS\ cm^{-1}$)。

根据弥散试验数据进行计算, 获得了非饱和粉砂壤土水动力弥散系数, 其大小与孔隙流速成正比(拟合曲线见图 2, 相关系数 $R = 0.85$), 即:

$$D_{sh} = 0.35v \tag{16}$$

式中: D_{sh} 水动力弥散系数 ($cm^2\ min^{-1}$), v 平均孔隙流速 ($cm\ min^{-1}$)。

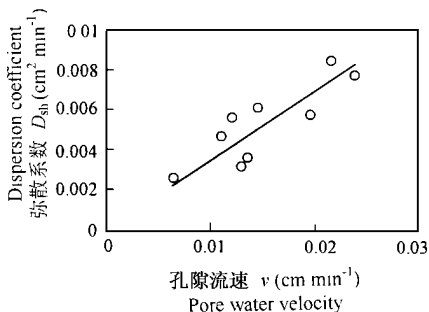


图 2 弥散系数与孔隙流速拟合曲线

Fig. 2 $D_{sh} \sim v$ fitting curve

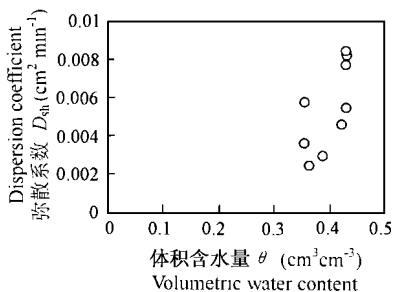


图 3 弥散系数与体积含水率关系

Fig. 3 $D_{sh} \sim \theta$ relation ship

(16) 式中弥散度为 0.35, 这一结果与有些作者在室内用扰动土所做试验的变化范围 0.5~ 1 比较相对偏低, 这可能和土壤质地有关, 由于本次试验土样采自长江河口地区, 土壤颗粒相对较细, 粘粒含量相对较高, 是造成这种结果的原因之一。本次试验旨在对这种求参方法进行一些探索。

图 3 为弥散系数和体积含水率关系图, 由图可见, 总的趋势是弥散系数随体积含水率的增加而增大, 其关系接近于指数函数关系。

试验中, 盐分传感器、水分张力计排布间隔较大, 一定程度上影响到计算结果的精确性。由于溶质运移规律受许多因素的影响, 如吸附与解吸附、物理化学反应、土壤中的原有盐分等, 远比水分运移要复杂的多。从拟合图中的数据可以看出, 拟合点比较分散, 但总的线性规律还是很清楚的。该方法物理概念明确, 计算公式也不复杂, 需要观测的项目为土壤含盐量(或电导率)、张力、耗水量, 这些只需常规仪器就能进行观测, 简便易行。

参 考 文 献

1. Yule D F, Gardner W R. Longitudinal and transverse dispersion coefficients in unsaturated plain field sand. *Water Resour. Res.*, 1978, 14(4): 582~ 589
2. Smiles D E, Philip J R. Solute transport during absorption of water by soil: Laboratory studies and their practical implication. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1978, 42: 537~ 544
3. Smiles D E *et al.* Hydrodynamic dispersion during absorption of water by soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1978, 42: 229~ 234
4. De Smedt F, Wierenga P J. Mass transfer in porous media with immobile water. *J. Hydrol.*, 1979, 41: 59~ 69

5. De Smedt F, Wierenga P J. Solute transfer through columns of glass beads. *Water Resour. Res.*, 1984, 20(2): 225~ 233
6. Jones M J, Watson K K. Movement of non reactive solute through unsaturated soil zone. Australian Water Resources Council, Technical Paper No. 66, 1982
7. 杨金忠. 一维饱和与非饱和水动力弥散的实验研究. *水利学报*, 1986, 3: 10~ 21
8. 黄康乐. 求解非饱和纵向弥散系数的一种简便方法. *水利学报*, 1987, 2: 51~ 54
9. 黄康乐. 野外条件下非饱和弥散系数的确定. *土壤学报*, 1988, 25(2): 125~ 131
10. 石元春, 李韵珠, 陆锦文等. 盐渍土的水盐运动. 北京: 北京农业大学出版社, 1986
11. 谢森传, 杨诗秀, 雷志栋. 水平入渗条件下溶质含量对土壤水分运动的影响和土壤水盐运动综合扩散系数 $D_{si}(\theta)$ 的测定. *灌溉排水*, 1989, 8(1): 6~ 12
12. 张瑜芳, 张蔚榛, 沈荣开等. 排水农田中氮素转化运移和流失. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997
13. Yamaguchi T, Moldrup P, Yokosi S. Using breakthrough curves for parameter estimation in the convection dispersion model of solute transport. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 1989, 53: 1635~ 1640
14. Shao M, Horton R, Miller R K. An approximate solution to the convection dispersion equation of solute transport in soil. *Soil Sci.*, 1998, 163(5): 339~ 345
15. 王亚东, 胡毓骥. 裸地蒸发过程土壤盐分运移的实验及数值模拟研究. *灌溉排水*, 1992, 11(1): 1~ 5
16. 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. *土壤水动力学*. 北京: 清华大学出版社, 1988
17. Olsen S R, and Kemper W D. Movement of nutrients to plant roots. *Adv. Agron.*, 1968, 80: 91~ 151
18. J. 贝尔著. 李竞生, 陈崇希译. 孙纳正校. *多孔介质流体力学*. 北京: 中国建筑工业出版社, 1983

IN-LAB DETERMINATION OF SOIL HYDRODYNAMIC DISPERSION COEFFICIENT

Shao Ai jun Liu Guang ming Yang Jing song

(*Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008*)

Summary

A hydrodynamic dispersion experiment was done on unsaturated silt loam. Depending on the mass conservation law, formulas to calculate the coefficient of hydrodynamic dispersion were developed. Based on the data of soil water and salt regime measured from the upright soil column, the hydrodynamic dispersion coefficient was calculated, and the relationship between the hydrodynamic dispersion coefficient and the average pore water velocity was built up. This approach has a clear concept of physics, and the formulas are simple and practical. It can be done with common apparatus.

Key words Coefficient of hydrodynamic dispersion, Solute flux, Unsaturated soil