

赤红壤非饱和土壤水扩散率及其影响因素

李映强

(广东省农业管理干部学院, 广州, 510640)

摘要 对华南赤红壤非饱和土壤水扩散率及其影响因素进行了研究. 结果表明, 非饱和土壤水扩散率变化于 $8.80 \times 10^{-3} \sim 4.54 \text{ cm}^2/\text{min}$ 之间, 并受土壤含水量、容重和毛管孔隙度的影响, 而毛管孔隙度大小是影响非饱和土壤水扩散率的首要因素.

关键词 赤红壤; 非饱和土壤水扩散率; 含水量; 容重; 毛管孔隙度

中图分类号 S 152.7

非饱和土壤(包气带)水扩散率, 又叫扩散度或扩散系数, 它是运用土壤水动力学基本原理建立土壤水运动的数学模型、模拟不同降雨或灌溉强度下土壤含水量的一维空间分布、入渗、径流过程和产流总量以及溶质运动、污染物迁移等水分运动过程研究中必不可少的重要参数(贺康宁, 1992; Takahkshi et al, 1990). 但目前还研究不多, 也不系统. 而赤红壤是我国华南地区丘陵坡地农、林、牧综合开发、经营的重要基地, 本文就赤红壤非饱和土壤水扩散率及其影响因素作初步研究, 拟为赤红壤水分运动的深入研究提供必要的科学依据.

1 材料与方法

1.1 供试土壤

供试的两种土壤样品均采于广州石牌, 土壤母质为花岗岩残积物, 属典型的南亚热带地带性赤红壤. 赤红壤 I 为丘陵中上部土壤, 赤红壤 II 为丘陵中下部土壤, 采土深度为 0 ~ 15 cm, 风干磨细过 2 mm 筛备用, 其基本性状列于表 1、2.

表 1 不同土壤样品颗粒组成(%)

土壤样品	粒径/mm				
	1~0.05	0.05~0.01	0.01~0.005	0.005~0.001	<0.001
赤红壤 I	52.13	14.14	2.09	11.11	20.53
赤红壤 II	50.20	7.12	9.08	10.12	23.48

1.2 试验原理

在水平土柱中, 使进水端维持一个接近饱和的稳定边界含水率, 则水分在土柱中作水平入渗运动, 其一维水平流动的微分方程和定解条件为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right), \quad (1)$$

$$\theta(x, t) = \theta_a, \quad (2)$$

$$\theta(x, t) = \theta_b, \quad (3)$$

表 2 土壤样品分析

土样	质地 ¹⁾	有机质含量 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)
赤壤土 I	中壤土	11.5
赤壤土 II	中壤土	12.8

1) 质地采用卡钦斯基制

式中 θ 为土壤容积含水率, t 为时间, x 为距离, $D(\theta)$ 为非饱和土壤水扩散率, θ_a 为初始含水率, θ_b 为边界含水率.

方程(1)在以上定解条件下求出其解析解, 即可得出 $D(\theta)$ 的计算公式. 但因该方程是非线性偏微分方程, 所以需要采用 Boltzmann 变换(雷志栋等, 1988), 将其转化成常微分方程求解, 并得到 $D(\theta)$ 的计算公式为:

$$D(\theta)=\frac{-1}{2(dx/d\lambda)}\int_{\theta_a}^{\theta}\lambda d\theta, \tag{4}$$

式中 λ 为 Boltzmann 变换的参数, $\lambda=xt^{1/2}$. 为便于计算, 通常将(4)式改写成差分的形式:

$$D(\theta)=-\frac{1}{2}\frac{\lambda}{\theta}\sum_{\theta_a}^{\theta}\lambda\Delta\theta. \tag{5}$$

这样, 便可根据 $\theta \sim \lambda$ 图(图 1)中的相关数据, 用列表法进行计算.

1.3 试验方法

采用总长度为 100 cm 的圆形有机玻璃槽, 其直径为 6 cm, 以悬殊的厚长比来消除重力势和压力势对水分入渗的影响, 使入渗水在基质吸力作用下作水平入渗, 以模拟田间状态下的水平入渗. 其槽体分为 3 段: 即水室段, 长 10 cm, 连接供水装置, 以马利奥特瓶控制恒定水头; 滤层段, 长 10 cm, 内装石英砂, 以使入渗水保持层流状态; 试样段, 长 80 cm, 填装供试土壤样品(图 1).

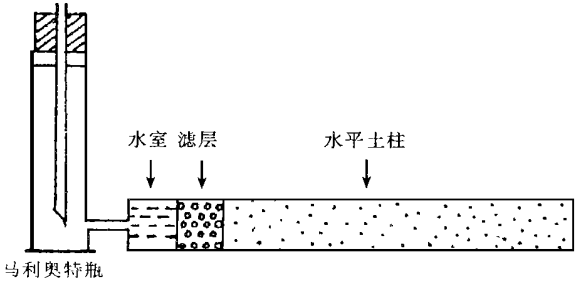


图 1 非饱和土壤水扩散率仪示意图

将供试的两种土壤样品分别按容重(ρ)1.20 和 1.40 g/cm³ 均匀填装于非饱和土壤水扩散率仪中, 调节好马利奥特瓶的发泡位置于土柱中央位置, 即不允许有水头差的存在, 开始供水并记录时间(t_1), 当湿润峰前进至土柱长度的 4/5 时停止供水, 并记录结束供水时间(t_2), 以计算供水历时 $t(t_2-t_1)$. 供水结束后, 立即从土柱供水端开始, 按 5 cm 分段取样, 用烘干法测定其含水量.

2 结果与讨论

2.1 土壤容积含水率(θ)与 Boltzmann 变换参数(λ)的关系

Boltzmann 变换参数与水分扩散的距离和时间有关, 因此必然受土壤容积含水率的影响. 研究表明(图 2), Boltzmann 变换参数随土壤容积含水率的增加而降低, 但大约以土壤容积含水率 0.45 为界, 受影响的强度明显不同. 当土壤容积含水率 > 0.45 时, Boltzmann 变换参数迅速降低; 当土壤

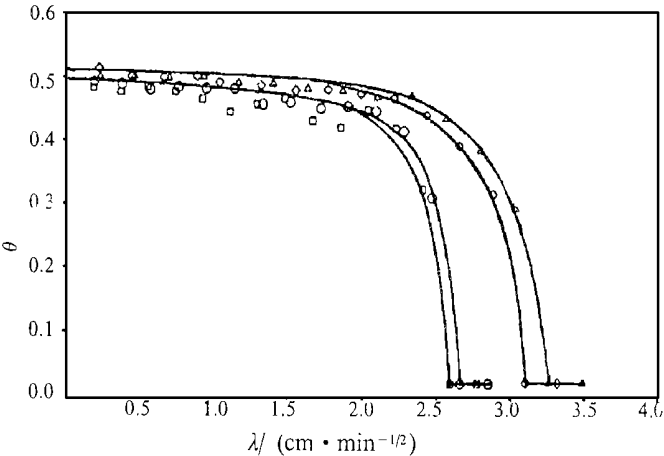


图 2 土壤容积含水率(θ)与 λ 关系曲线图

容积含水率 ≤ 0.45 时, Boltzmann 变换参数随土壤含水率增加而缓慢降低.

2.2 赤红壤的非饱和土壤水扩散率

试验结果(表 3)表明, 供试的两种赤红壤在耕层土壤正常容重(ρ)范围 $1.20 \sim 1.40 \text{ g/cm}^3$ 时, 其非饱和土壤水扩散率(D)变化于 $8.80 \times 10^{-3} \sim 4.54 \text{ cm}^2/\text{min}$ 之间, 这与希勒尔 D 和雷志栋所报道的变化范围相一致(希勒尔 D, 1981; 雷志栋等, 1988).

表 3 赤红壤的非饱和土壤水扩散率(cm^2/min)变化

θ	$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$			
	赤 红 壤 I		赤 红 壤 II	
	1. 20	1. 40	1. 20	1. 40
0.03	1.08×10^{-2}	1.03×10^{-2}	8.80×10^{-3}	1.36×10^{-2}
0.06	2.57×10^{-2}	3.09×10^{-2}	1.75×10^{-2}	3.25×10^{-2}
0.09	2.96×10^{-2}	3.59×10^{-2}	4.62×10^{-2}	5.68×10^{-2}
0.12	6.40×10^{-2}	5.07×10^{-2}	6.59×10^{-2}	1.35×10^{-1}
0.15	8.30×10^{-2}	9.97×10^{-2}	8.54×10^{-2}	1.75×10^{-1}
0.18	1.02×10^{-1}	1.64×10^{-1}	1.75×10^{-1}	2.15×10^{-1}
0.21	1.62×10^{-1}	2.42×10^{-1}	2.07×10^{-1}	3.04×10^{-1}
0.24	1.86×10^{-1}	2.80×10^{-1}	2.39×10^{-1}	4.09×10^{-1}
0.27	2.11×10^{-1}	3.79×10^{-1}	3.24×10^{-1}	5.96×10^{-1}
0.30	2.94×10^{-1}	7.04×10^{-1}	4.21×10^{-1}	7.40×10^{-1}
0.33	5.82×10^{-1}	1. 09	5.30×10^{-1}	1. 14
0.36	8.47×10^{-1}	1. 44	7.23×10^{-1}	1. 59
0.39	1. 07	1. 71	1. 02	1. 82
0.42	1. 98	2. 84	2. 60	3. 17
0.45	2. 79	3. 96	3. 04	4. 54
平 均	0. 562	0. 869	0. 634	0. 996

2.3 影响赤红壤非饱和土壤水扩散率的主要因素

2.3.1 土壤容积含水率的影响 研究表明(图 3), 土壤容积含水率对非饱和土壤水扩散率有很大的影响, 两者具有极显著的正相关关系, 符合 $D(\theta)=ae^{b\theta}$ 的经验公式而呈指数曲线变化, 这说明土壤含水率的增加有利于水分扩散作用的进行. 但供试赤红壤在容积含水率 ≤ 0.3 时, 对非饱和土壤水扩散率影响不大, 只有在土壤容积含水率 ≥ 0.3 时, 才对非饱和土壤水扩散率产生明显的影响.

2.3.2 土壤颗粒组成及毛管孔隙度的影响 土壤颗粒组成对非饱和土壤水扩散率有较大的影响. 一般认为, 非饱和土壤水扩散率是砂性土大于粘性土(谢森传等, 1982). 但本试验研究发现, 即使是同一类型、同一质地名称的土壤, 其非饱和土壤水扩散率也有较大差异(表 1、2、3). 其原因是质地名称相同的土壤, 其颗粒组成未必就完全相同. 以卡钦斯基质地制为例, 在相同质地名称的土壤颗粒组成中, $\leq 0.01 \text{ mm}$ 颗粒(物理性粘粒)的含量可相差 $10\% \sim 50\%$, 这样具有相同质地名称的土壤, 会因颗粒组成不同而对土壤的孔隙状况特别是毛管孔隙度产生较大的影响(表 1、2、4). 从表 4 的分析结果可以看出, 赤红壤 II 的物理性粘粒含量比赤红壤 I 高出 26.5% , 在土壤容重为 1.20 g/cm^3 和 1.40 g/cm^3 时, 毛管孔隙度也分别高出

19.8%和 14.4%。众所周知,在非饱和土壤中,水分运动的驱动力是基质势梯度,而基质势产生于吸附力和毛管力,吸附力则主要由无机胶体和有机胶体物质所引起.在赤红壤中,无机胶体主要是< 0.001 mm 的粘粒.从表 1、表 2 可见,供试两种土壤的粘粒和有机质含量基本相同,因此吸附力对基质势影响的差异不大,则影响赤红壤基质势的主要因素为毛管力.所以,在不同容重的供试土壤中,均表现出非饱和土壤水扩散率随毛管孔隙度的增大而增大.相关分析也表明,毛管孔隙度与非饱和土壤水的平均扩散率具显著的正相关关系($r=0.9628^*$).

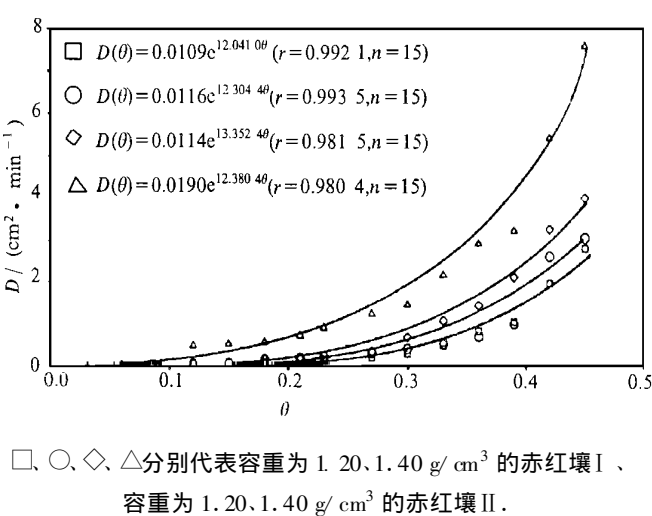


图 3 扩散率(D)与土壤容积含水率(θ)关系曲线图

表 4 土壤颗粒组成对毛管孔隙度和扩散率的影响

供 试 土 壤	赤 红 壤 I		赤 红 壤 II	
物理性粘粒(<0.01mm)(%)	33.73		42.68	
$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$	1.20	1.40	1.20	1.40
总孔隙度(%)	54.72	47.17	54.72	47.17
毛管孔隙度(%)	31.86	42.17	38.18	48.42
$D_{\text{平均}}/(\text{cm}^2\cdot\text{min}^{-1})$	0.563	0.869	0.634	0.996

2.3.3 土壤容重的影响 土壤容重的大小会直接影响到土壤总孔隙度的大小,特别是土壤的毛管孔隙度会发生较大的变化.从表 3、4 可以看出,当供试两种土壤的容重从1.20 g/cm³增加到 1.40 g/cm³时,土壤总孔隙度下降 16.00%,而毛管孔隙度反而增加 26.78%~32.36%,从而对非饱和土壤水扩散率产生较大的影响,即提高供试土壤的容重,则土壤水扩散率会因毛管孔隙度的增加而增加,这与谢森传等人的报道(谢森传等,1982)恰恰相反,这显然与不同类型的土壤和颗粒组成有关,并非是非饱和土壤水扩散率就一定随土壤容重的增加而增加.而要根据土壤类型、颗粒组成、容重变化等因素而定.就供试赤红壤而言,当土壤容重从 1.20 g/cm³增加到 1.40 g/cm³时,非饱和土壤水扩散率会相应提高,其主要原因是由于毛管孔隙度的增加,使得基质势梯度加大,从而驱使水分的扩散.因此,影响非饱和土壤水扩散率的首要因素是毛管孔隙度,而毛管孔隙度又主要受土壤颗粒分配(特别是< 0.01 mm 颗粒)及容重的影响,而不能简单地说是受质地的影响.

3 结语

土壤含水量、土壤容重及毛管孔隙度对赤红壤非饱和土壤水扩散率均有较大的影响,而毛管孔隙度是影响的核心因素.因此,提高土壤的毛管孔隙度,能有效地改善非饱和土壤水

分的传导, 这对于提高丘陵坡地土壤水分资源的利用率有着重要的意义。

参 考 文 献

- 希勒尔 D. 1981. 土壤和水—物理原理和过程. 华 孟, 等译. 北京: 农业出版社, 119
- 贺康宁. 1992. 林地土壤水分运动的数学模型. 北京林业大学学报, 14(1): 77 ~ 86
- 谢森传, 慧士博, 李华珍. 1982. 非饱和土壤水分运动参数的测定. 水文地质工程地质, 5(1): 8 ~ 15
- 雷志栋, 扬诗秀, 谢森传. 1988. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 232 ~ 235
- Takahashi S, Shirai K, Tanka Y. 1990. Study of field irrigation in the Abshiri district, East Hokkaido 2. Ditermination of soil water diffusivity. J Agric Sci 34(4): 247 ~ 252

UNSATURATED SOIL WATER DIFFUSIVITY OF LATERITIC RED EARTH AND ITS EFFECT FACTORS

Li Yingqiang

(Guangdong Province Agricultural Management Cadres College, Guangzhou, 510640)

Abstract

This paper discusses the unsaturated soil water diffusivity of lateritic red earth and its effect factors in South China. The results indicated that the unsaturated soil water diffusivity ranged from $8.80 \times 10^{-3} \sim 4.54 \text{ cm}^2/\text{min}$, and was influenced by soil moisture, soil particles size distribution, soil bulk density and capillary porosity. The capillary porosity was the most important factor of all effect factors.

Key words lateritic red earth; unsaturated soil water diffusivity; soil moisture; soil bulk density; capillary porosity