

渭北旱塬农林复合生态系统土壤水扩散率研究

朱首军 艳芳

(西北林学院·陕西杨陵·712100)

摘要 扩散率是研究土壤水分运动必须的参数之一,其测定方法很多,该文采用非稳定流水平土柱法,对试验区扰动土壤的水分扩散率进行了测定,并将试验结果拟合为经验公式,应用于非饱和土壤水运动状态下预报水平入渗的土壤水分分布。

关键词: 农林复合生态系统 土壤水分扩散率 土壤水入渗

文献标识码: A 文章编号: 1000-288X(1999)03-0026-03 中图分类号: S152.7

Soil Water Diffusivity of Agroforestry in the Weibei Rainfed Highland

ZHU Shou-jun DING Yan-fang

(Northwest Forestry College, Yangling, Shaanxi, 712100, PRC)

Abstract Method of unsteady flow horizontal pillar is applied to determine soil moisture diffusivity of disturbed soil, which is one of the necessary parameters to study water motion in soil. The results are modeled into experience formulae which are applied to forecast soil moisture distribution of horizontally permeated flow in unsaturated soil water movement.

Keywords agroforestry; soil moisture diffusivity; soil water infiltration

水分是制约渭北旱塬地区农林业生产的主要限制因子,研究和了解土壤水分运动规律,对制定灌溉、施肥等农业措施具有重要的指导意义。目前对于近年来大面积兴起的农林复合生态系统土壤水分运动规律的研究还很少。土壤水扩散率是研究土壤水分运动必须的参数之一,为此,我们对该参数进行了试验研究。选陕西省淳化县泥河沟试区地埂花椒—小麦—苹果复合模式试验地为研究对象,在试验地内挖 1.5 m × 1.5 m × 2.0 m 的土坑,分 0—20 cm, 20—40 cm, 40—60 cm, 60—80 cm, 80—100 cm, 100—120 cm, 120—160 cm, 160—200 cm 土层取土,同时用环刀法测定每层土样干容重,土壤经过风干和过 2 mm 筛处理。

1 试验原理及方法

1.1 试验原理

根据扩散系数的定义可知,扩散率 $D(\theta)$ 是含水量 θ 的单值函数。因此,可通过试验求出它们之间的关系。为了消除重力的影响,采用半无限水平土柱测定。水平土柱入渗法测定非饱和土壤水扩散率 $D(\theta)$ 要求土柱的土壤质地均一,且有均匀的初始含水率,水平土柱进水端维持一个接近饱和的初始含水率,并使水分在土柱中作水平吸渗运动,忽略重力作用作为一维水平流动,其微分方程及定解条件为:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} [D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x}] \\ \theta(x, t) = \theta_0 & x > 0, t = 0 \\ \theta(x, t) = \theta_s & x = 0, t > 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中: t ——时间 (min); x ——水平距离 (cm); θ ——容积含水量 (%); θ_0 ——初始容积含水量; θ_s ——进水端边界容积含水量 (其值接近饱和含水量)。

该方程为一非线性偏微分方程,采用 Boltzman 变换,化为常用的微分方程求解得:

$$D(\theta) = -1/2(d\lambda/d\theta) \int_{\theta_0}^{\theta} \lambda d\theta \quad (2)$$

式中: θ —— Boltzmann 变换参数; $\lambda = xt^{-1/2}$; 其它符号意义同前。

将 (2) 式改写为差分方程形式得:

$$D(\theta) = -1/2(\Delta\lambda/\Delta\theta) \sum \lambda \Delta\theta \quad (3)$$

利用试验测定结果,通过对 (3) 式运算,即可算出与 θ 相对应的土壤水扩散率 $D(\theta)$ 值^[1]。

1.2 试验方法

试验装置用总长 24 cm,内径 5.7 cm 的有机玻璃管制成,分为 3 个部分,即:水室段 2 cm 滤层段、试样段 22 cm 滤层段用滤纸代替,试样段由 20 个 1 cm 长的圆环组成,便于装取土样。测定时用 Mariotte 瓶供水,以控制进水端水位不变(如图 1 所示)。

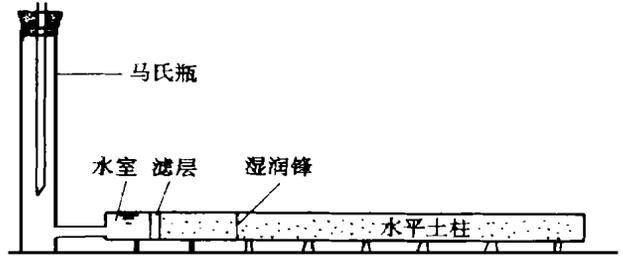


图 1 水平土柱实验装置示意图

试验过程中,按一定时间间隔记录

湿润锋的前进距离,试验结束时,记下试验总历时,并从湿润锋开始,按环取土,测出每个环的土壤含水率,得出土柱的含水率分布^[2]。

3 结果与分析

3.1 试验结果的数据整理

通过试验测定,得到不同土层的实际干容重(见表 1),含水量 θ 和相应的 Boltzmann 参数 λ 值,应用试验原理中所述方法,计算出土壤含水量 θ 所对应的扩散率 $D(\theta)$ 值,并将试验结果和计算结果,绘制成 $\theta \sim \lambda$ 和 $\theta \sim D(\theta)$ 关系曲线图(曲线图略)。

表 1 各层土样干容重测定结果

$g \cdot cm^{-3}$

分层 /cm	采样深度 /cm	1号样	2号样	3号样	平均值	采样时间
0 - 20	15	1.2588	1.2098	1.2334	1.2338	
20 - 40	30	1.2820	1.3083	1.3422	1.3108	
40 - 60	50	1.3212	1.3208	1.3786	1.3402	
60 - 80	70	1.3735	1.3677	1.3901	1.3771	19980513
80 - 100	90	1.4066	1.4016	1.4135	1.4072	19980517
100 - 120	110	1.4349	1.4287	1.4362	1.4333	19980520
120 - 160	130, 150	1.3953	1.3966	1.4030	1.3983	
160 - 200	170, 190	1.3559	1.3412	1.3522	1.3498	
平均值					1.3563	

3.2 结果分析

由于受试验设备和测试手段的限制,进水端附近土柱的含水率分布会出现跳动,故对 $\theta \sim \lambda$ 关系曲线进行修正,将其概化为光滑曲线。

试验结果表明,不同土层其 $\theta \sim \lambda$ 关系曲线的变化趋势是一致的, Boltzmann 参数 λ 随土壤容积含水量 θ 的增加而减小,其曲线有一个明显的转折,各土层转折点略有差异,但基本以 40% 为转折点。当 $\theta > 40\%$ 时, λ 值随 θ 的增加迅速减小,而当 $\theta < 40\%$ 时, λ 值随 θ 的增加而缓慢减小。

λ 值反映了水平入渗时,湿润锋前进的速率大小。由表 2 可以看出,在装土干容重相同的条件下,土壤水平入渗速率随土层深度是变化的,60 cm 以上层,水平入渗的速率变化较大,而 60 cm 以下层土壤水分水平入渗的速率比较稳定。 k 值的不同,说明各层土壤孔隙度不同。装土干容重相同条件下,土壤水平入渗速率的差异,也反映出土壤孔隙大小和分布是影响湿润锋前进速度的重要因素

表 2 湿润锋平均前进速率计算表

土层 / cm	入渗时间 / min	前进距离 / cm	平均入渗速率 / ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$)	k
0 - 20	260	17	15.29	0.9491
20 - 40	223	18	12.39	1.0008
40 - 60	165	18	9.17	1.0309
60 - 80	193	17	11.35	1.0593
80 - 100	197	17	11.59	1.0825
100 - 120	195	17	11.47	1.1025
120 - 160	215	17	12.65	1.0756
160 - 200	200	17	11.76	1.0383

不同土层扩散率 $D(\theta)$ 随土壤含水量 θ 的变化趋势也是一致的, $D(\theta)$ 随 θ 的变化也可分为明显的两段,其转折点基本在 $\theta = 40\%$ 左右,当 $\theta > 40\%$ 时, $D(\theta)$ 值随 θ 值的增加迅速增大,而当 $\theta < 40\%$ 时, $D(\theta)$ 值随 θ 的增加而

缓慢增大,二者之间具有明显的指数关系。为便于应用,将 $D(\theta) \sim \theta$ 关系曲线,进行统计分析,拟合为经验公式 $D(\theta) = a \cdot (\theta / \theta_0)^b$,见表 3 统计分析表明,这种指数关系的相关系数均在 0.8 以上。若将其概化为单对数关系 $\log [D(\theta)] = a\theta + b$,其相关性更好,相关指数可达 0.92 以上,见表 4 这一结果也充分说明扩散率是含水量的单值函数关系

表 3 不同土层 $D(\theta) \sim \theta$ 拟合指数关系经验公式

土层 /cm	a	b	θ_0	R	土层 /cm	a	b	θ_0	R
0 - 20	- 2.608	7.830	0.50	0.8584	80 - 100	- 2.390	6.873	0.42	0.8350
20 - 40	- 2.726	6.264	0.44	0.8249	100 - 120	- 0.942	6.268	0.42	0.8956
40 - 60	- 1.266	7.825	0.40	0.8824	120 - 160	- 0.443	3.759	0.42	0.8439
60 - 80	- 3.183	9.872	0.44	0.8640	160 - 200	- 2.028	8.431	0.46	0.8731

注: $D(\theta)$ — 扩散率; θ — 土壤含水量; θ_0 — 饱和含水量; R — 相关指数; a, b — 系数

表 4 不同土层 $D(\theta) \sim \theta$ 单对数关系拟合经验公式

土层 /cm	a	b	R	土层 /cm	a	b	R
0 - 20	14.4516	- 6.6778	0.9706	80 - 100	16.5820	- 6.4419	0.9586
20 - 40	18.8795	- 7.4600	0.9574	100 - 120	14.6004	- 6.3223	0.9632
40 - 60	13.9931	- 5.8948	0.9609	120 - 160	14.5607	- 6.6173	0.9419
60 - 80	16.6513	- 6.7497	0.9201	160 - 200	15.4600	- 6.8094	0.9490

注: $D(\theta)$ — 扩散率; θ — 土壤含水量; θ_0 — 饱和含水量; R — 相关指数; a, b — 系数

研究结果表明,非饱和土壤水扩散率变化于 0~ 3.5,并受土壤含水量、土壤容重和土壤孔隙度影响,而土壤孔隙度及其分布又是其关键因素。因此,提高土壤孔隙度,能有效地改善非饱和土壤水分的传导,对于提高渭北旱塬区土壤水分资源的利用率具有十分重要的意义。

本文得到了西北农业大学张富苍老师的指导,西北林学院 94 级 1 班孙雪文、95 级 1 班刘纪根、李丽同学做了部分实验室工作,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 雷志栋,杨诗秀,谢森传.土壤水动力学.北京:清华大学出版社,1988.232-235
- 2 谢森传,慧士博,李华珍.非饱和土壤水分运动参数的测定.水文地质工程地质,1982,5(1):8-15