

# 根据土壤水分 再分布过程确定土壤的导水参数

邵明安

## 提 要

本文根据土壤水分的再分布过程提出了推求土壤导水率和水分扩散率的方法,在湿润剖面平均湿度( $\bar{\theta}$ )和湿润锋湿度( $\theta$ )有确定函数关系和一维垂直非饱和流方程的基础上,提出的计算导水率和扩散率的公式分别为

$$K(\theta) = H \Delta \theta V C(\theta) / [a_1 b \bar{\theta} (1+b_1) + H C(\theta)]$$

$$\text{和 } D(\theta) = H \Delta \theta V / [a_1 b (1+b_1) + H C(\theta)]。$$

该方法对所研究的土壤测定范围是,重壤土 $0.08 \leq \theta \leq 0.28$ ,轻壤土 $0.08 \leq \theta \leq 0.22$ 。本文用土壤水分动态模拟检验了方法的准确性,其结果令人满意。

## 一、基本理论

土壤水分再分布是指无地下水补给条件下,水分在势梯度作用下向深层的移动。图1表明了防止蒸发条件下的土壤水分再分布过程。

土壤表面的通量密度( $q$ )可假定为零,即:

$$q(z, t) \Big|_{z=0} = 0 \quad (1)$$

在再分布过程中假定土壤剖面平均湿度( $\bar{\theta}$ )和湿润锋处的湿度( $\theta$ )之间存在某种确定的函数关系(即 $\bar{\theta} = f(\theta)$ ),本文拟用幂函数来表述:

$$\bar{\theta} = a \theta^b \quad (2)$$

再分布过程的水分移动可视为垂直向下的一维流动,其运动规律可用下列流动方程描述:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] \quad (3)$$

其上边界条件是:

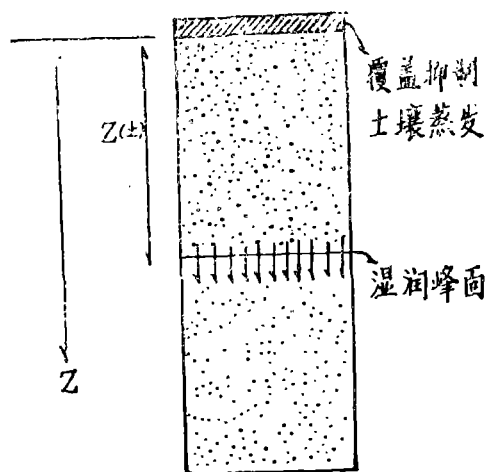


图1 土壤水分再分布过程示意图

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0 \quad (4)$$

式中:  $\theta$ ——容积湿度;  $t$ ——时间;

$K(\theta)$ ——非饱和导水率;

$\Psi$ ——土水势, 是基质势 ( $\Psi_m$ ) 和重力势 ( $\Psi_g$ ) 之和, 不计溶质和温度效应。

$Z$ ——向下为正的垂直坐标。

将 (3) 式两边对湿润深度 ( $Z$ ) 积分, 得

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \int_0^Z \frac{\partial}{\partial Z} \left[ K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial Z} \right] dz \quad (5)$$

将 (5) 式左边进行变换, 右边利用边界条件 (4), 便可得到  $k(\theta) = -\Delta\theta \frac{dz}{dt} / \frac{\partial \Psi}{\partial Z}$ ,

这里,  $\Delta\theta$  为湿润锋湿度与该处初始湿度之差; 若令  $\frac{dz}{dt} = V$ , 则

$$K(\theta) = -\Delta\theta V / \frac{\partial \Psi}{\partial Z} \quad (6)$$

式中:  $V$ ——湿润锋的前进速度。

$\frac{\partial \Psi}{\partial Z}$ ——湿润锋处的势梯度。

由于  $\Psi_g$  (用水头表示) 为  $(-Z)$ , 所以

$$\begin{aligned} \Psi &= \Psi_m - Z \\ \frac{\partial \Psi}{\partial Z} &= \frac{\partial \Psi_m}{\partial Z} - 1 \end{aligned} \quad (7)$$

因为  $\bar{\theta} = \frac{H}{Z}$  ( $H$  为湿润层的总水量), (2) 式改为

$$\theta = a \left[ \frac{H}{Z} \right]^b \quad (8)$$

根据比水容的定义  $C(\theta) = \frac{d\theta}{d\Psi_m}$ , 并注意到

$$\frac{\partial \Psi_m}{\partial Z} = \frac{d\Psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z}$$

将 (8) 式代入 (7) 式可得:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial Z} = - \left( \frac{b\theta + ZC(\theta)}{ZC(\theta)} \right) \quad (9)$$

把 (9) 式代入 (6) 式, 就可得到:

$$K(\theta) = \frac{\Delta\theta V Z C(\theta)}{b\theta + ZC(\theta)}$$

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} = \frac{\Delta\theta V Z}{b\theta + ZC(\theta)}$$

从(8)式求得 $Z = \frac{H}{a_1 \theta^{b_1}}$ 并代入上式, 就得到确定导水率 $K(\theta)$ 和土壤水分扩散率 $D(\theta)$ 的理论公式:

$$K(\theta) = \frac{H \Delta \theta V C(\theta)}{a_1 b \theta^{(1+b_1)} + H C(\theta)} \quad (10)$$

$$D(\theta) = \frac{H \Delta \theta V}{a_1 b \theta^{(1+b_1)} + H C(\theta)} \quad (11)$$

若采用烘干土做实验 ( $\theta_i = 0$ ,  $\Delta \theta = \theta$ ), 进一步假定 $V = m \theta^n$ 和 $C(\theta) = m_1 \theta^{n_1}$ , 那么(10)和(11)式可简化为下面的表达式,

$$K(\theta) = A \theta^n / (B \theta^r + C \theta^t) \quad (12)$$

$$D(\theta) = A_1 \theta^{n_1} / (B \theta^r + C \theta^t) \quad (13)$$

其中:  $A = H m m_1$ ;  $B = a_1 b$ ;  $C = H m_1$ ;  $A_1 = \frac{A}{m_1}$ ;

$$u_1 = u - n_1; \quad u = 1 + n + n_1; \quad r = 1 + b_1; \quad t = n_1;$$

$$a_1 = \left(\frac{1}{a}\right) \frac{1}{b}; \quad b_1 = \frac{1}{b}.$$

实验发现:  $B \theta^r \gg C \theta^t$ , 因而可以不计 $C \theta^t$ .

若令

$$K_1 = A/B; \quad D_1 = A_1/B$$

$$u_2 = u - r; \quad v_2 = u_1 - r.$$

这样(12)、(13)式简化为:

$$K(\theta) = K_1 \theta^{u_2} \quad (14)$$

$$D(\theta) = D_1 \theta^{v_2} \quad (15)$$

必须注意:(12)、(13)、(14)和(15)式均是受 $V(\theta)$ 和 $C(\theta)$ 的关系式及 $B \theta^r$ 与 $C \theta^t$ 相对大小限制下的特殊表达式, 而(10)和(11)式对满足(1)和(2)式的土壤都是成立的。

## 二、供试土壤与实验方法

### 1. 供试土壤

测定用的土壤有两种: 武功重壤土和安塞轻壤土, 其机械组成和水分常数如表1。两种供试土壤的水分特征曲线如图2所示。

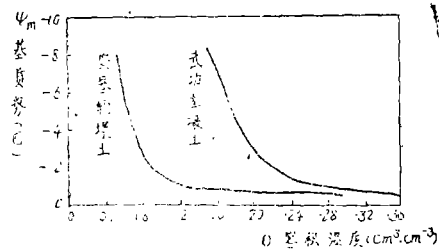


图2 两种土壤的水分特征曲线(压力膜仪测定)

表 1 两种土壤的机械组成和水分常数

土 壤	各级颗粒(mm)含量百分数 (%)							水分常数(重量百分数)			试验土
	1	0.25	0.05	0.01	0.005			最大 吸湿水	田间 持水量	凋萎湿度	柱容重
	0.25	0.05	0.01	0.005	0.001	<0.001	<0.01				
黄绵土 (轻壤)	0.17	14.23	59.3	6.9	6.4	13.0	26.3	3.59	19.50	4.50	1.35
壤土 (重壤)			46.12	16.64	15.83	13.60	48.57	7.00	21.00	8.60	1.40

2. 实验方法

将风干土样过 1 毫米筛,放入烘箱中(105℃, 8 小时)烘除吸湿水后按规定容重装入有机玻璃管中(园管横截面积为22.5cm<sup>2</sup>, 高40cm),把装好的土柱垂直放在实验台上。

按要求的水量给水,然后覆盖,防止蒸发。待管中水层刚消失时即开始记录湿润深度和时间的关系。

每次实验设置 4 个重复,同时设10个重复土柱,这10个土柱给以不同的水量,待实验结束时,用以测定平均湿度和湿润锋湿度的关系。湿润锋湿度取 4 毫米的干湿交界层测定。

三、实验结果

1. 平均湿度与湿润锋湿度的关系

两种土壤平均湿度和湿润锋之间的关系,实验测定如图 3。结果表明:湿润锋湿度与平均湿度遵从幂函数规律。

2. 湿润锋前进速度与平均湿度的关系

实验测定了湿润深度随时间变化的过程,从而可计算出湿润锋的前进速度,湿润深度和平均含水量有确定的关系,因而可由实验资料求出湿润锋前进速度与平均湿度的关系(其结果如图 4 所示)。结果表明: V 与  $\bar{\theta}$  之间存在幂函数关系,由于  $\bar{\theta}$  与  $\theta$  也符合这一关系,因而 V 与  $\theta$  符合  $V = m\theta^n$  所确定的关系。

3. 两种土壤的 K( $\theta$ )、D( $\theta$ )测定结果

根据实测参数,按公式 (12)、(13) 式求得两种土壤的非饱和 导水率 K( $\theta$ ) 和土壤水分扩散率 D( $\theta$ ) 值(见表 2)。

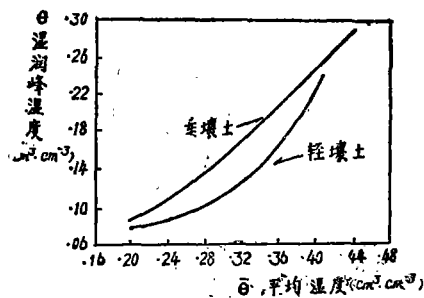


图3 平均湿度和湿润锋湿度关系的测定

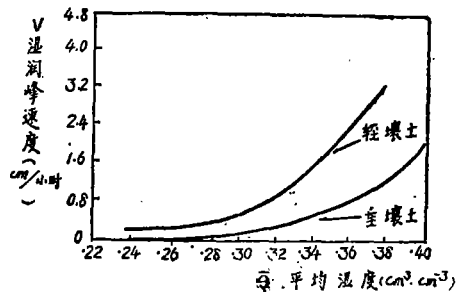


图4 湿润锋前进速度(v)与剖面平均湿度( $\bar{\theta}$ )关系的测定

表 2  $K(\theta)$ 和 $D(\theta)$ 的测定值( $K$ 的单位为 $10^{-5}\text{cm/小时}$ ,  $D$ 为 $\text{cm}^2/\text{小时}$ )

湿 度 $\theta(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$		0.08	0.10	0.12	0.14	0.16	0.18	0.20	0.24	0.28
轻壤	$K(\theta)$	1.31	5.40	19.51	69.99	180.63	469.75	1166.57	—	—
	$D(\theta)$	0.79	1.66	3.47	6.95	13.57	24.78	44.89	—	—
重壤	$K(\theta)$	0.003	0.022	0.119	0.490	1.650	4.847	12.709	67.394	276.174
	$D(\theta)$	0.17	0.42	0.89	1.68	2.93	4.78	7.40	15.78	29.91

四、讨 论

1. 测定的准确性

为了检验本方法的准确程度, 将实测的导水参数代入水分运动的基本方程, 加上定解条件, 用数值方法求解含水量的动态过程, 把实测值与计算值作对比, 从而鉴定测定方法的准确程度。实测值系土柱蒸发的实测含水量剖面 (实测值经过适当的分析和校正), 所考察的数学问题如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[ (\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \right] & t > 0, \quad 0 < Z < L \end{cases} \quad (16)$$

$$\begin{cases} \theta(t, Z) = \theta_a(t) & Z = 0 \quad t > 0 \end{cases} \quad (17)$$

$$\begin{cases} \theta(t, Z) = \theta_b(t) & Z = L \quad t > 0 \end{cases} \quad (18)$$

$$\begin{cases} \theta(t, Z) = \theta(Z) & t = 0 \quad Z > 0 \end{cases} \quad (19)$$

式中 $\theta_a$ 为表层湿度,  $\theta_b$ 为底层湿度,  $L$ 是土柱长度。

对上述方程用有限差分法求解, 所得到的结果如图 5—8 所示。图中的 $Z$ 表示垂直坐标, 单位为厘米,  $\theta$ 是容积含水量, 这里用容积百分数(%)表示。

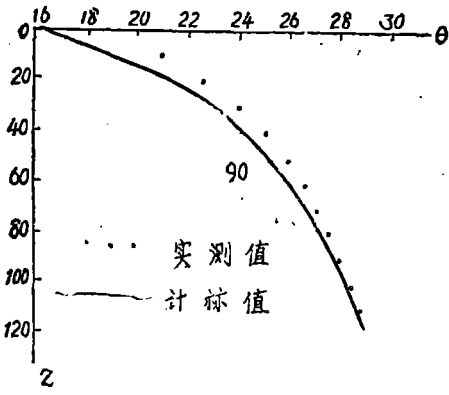


图5 武功重壤土土柱蒸发第90天  
实测值和计算值的比较

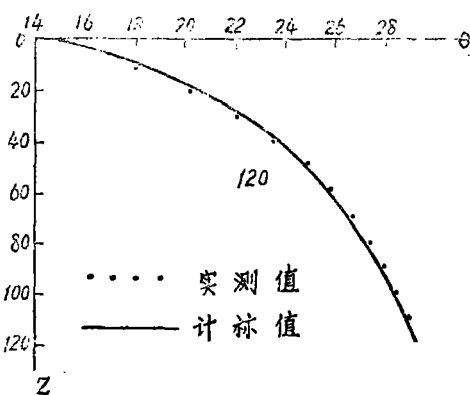


图6 武功重壤土土柱蒸发第120天  
实测值和计算值的比较

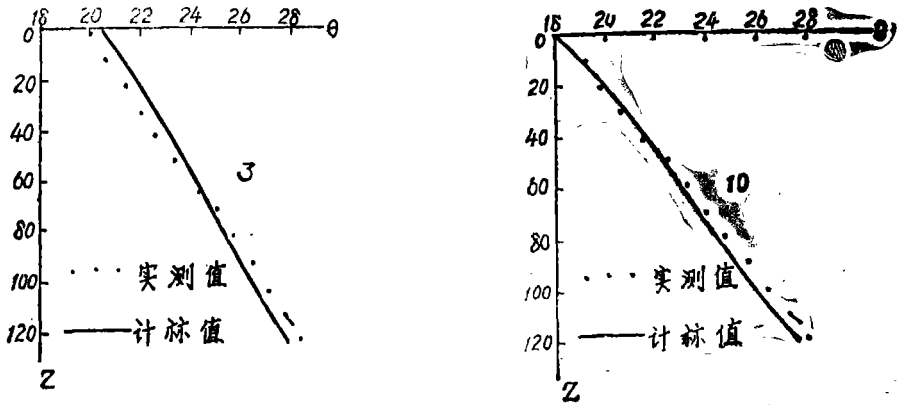


图7 安塞轻壤土土柱蒸发第3、10天实测值和计算值的比较

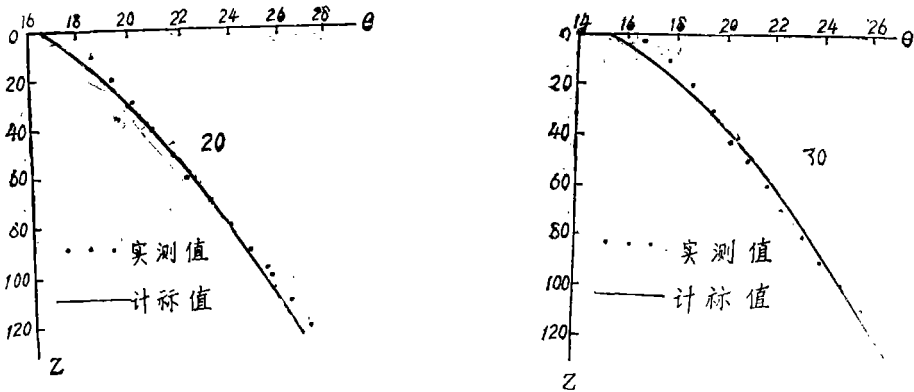


图8 安塞轻壤土土柱蒸发第20、30天实测值和计算值的比较

从上面结果对比可以看出：在测定范围内（武功重壤土 $0.08 \leq \theta \leq 0.28$ ，安塞轻壤土 $0.08 \leq \theta \leq 0.22$ ）用本方法测定的导水参数用于土壤水分动态模拟与实测值具有良好的一致性，安塞轻壤土第3天、武功重壤土第90天，其计算值和实测值略有偏离，因其含水量超出本方法的测定范围所致。

根据上述比较和分析，从水分动态模拟的意义上来说：对于所研究的土壤，本方法在测定范围内其测定结果具有相当高的准确性。

## 2. 测定方法的适用范围

测定结果表明：对所研究的土壤，测定范围的下限可以达到永久凋萎湿度，武功重壤土还能在这个湿度以下。测定范围的上限可以达到田间持水量的80%左右，当含水量高于这个湿度时本方法不能测定，其原因是再分布过程中湿润的锋湿度最高只能达到田间持水量的80%。

## 3. 对测定方法的评述

这种方法的理论基础是，水分运动的基本方程及湿润锋湿度与平均湿度间具有一定的函数关系。因而本测定方法是以严格的数学分析和实验程序为根据的。

测定方法简单易行, 花费很小。无需借助任何其他特殊装置就可求出土壤的非饱和导水率与水分扩散系数。

本方法用测试土壤的实验资料进行验证, 虽具有良好的一致性, 但对其他土壤是否适用尚需进一步研究。

### 参 考 文 献

- [1] Hillel, D., Applications of Soil Physics. Academic Press, New York, London Toronto, Sydney, San Francisco, 1980.
- [2] 四川大学数学系高等数学教研组, 高等数学, 人民教育出版社, 1978.
- [3] 雷志栋、杨诗秀, 非饱和土壤水一维流动的数值计算, 土壤学报, 1982(2).
- [4] 杨文治等, 黄土高原几种土壤在非饱和条件下水分的蒸发和移动, 土壤学报, 1985(1).

## DETERMINING HYDRAULIC PARAMETERS OF UNSATURATED SOILS FROM SOIL MOISTURE REDISTRIBUTION

Shao Mingan

### ABSTRACT

This paper presents a approach of determining unsaturated hydraulic conductivity and diffusivity based on the redistribution of soil moisture. The suggested formulas of calculating hydraulic conductivity and diffusivity, based on the function relationship between average wetness ( $\bar{\theta}$ ) of wetting profile and wetting front and the one-dimensional equation of vertical unsaturated flow, are:

$$K(\theta) = H \Delta \theta VC(\theta) / (a_1 b \theta^{1+b_1} + HC(\theta))$$

$$\text{and } D(\theta) = H \Delta \theta V / (a_1 b \theta^{1+b_1} + HC(\theta))$$

respectively.

The accuracy of the method was verified by soil moisture dynamic modeling. The results show that the accuracy is satisfied. The measurement range are from  $\theta = 0.08$  to  $\theta = 0.28$  for heavy loam and from 0.08 to 0.22 for light loam.

The method is accurate, convenient and usable for the loessial soils.