

非饱和土壤导水率的原位测定

周凌云 陈志雄

(中国科学院南京土壤研究所)

摘 要

本文介绍了非饱和土壤导水率的原位测定法。测定结果表明,各土层的导水率相差很大,它们在空间上的变异也较大。

导水率是土壤水动力学模型的主要参数,它反映土壤孔隙传导水分的性能,可用不同的方法测算^[1,2]。但对描述田间实际水流来说,这个参数最好在现场测定。同时为了解决参数的空间变异问题,还需在现场进行多点位的测定。以便综合一个代表性的参数用于模型,使其描述逼近实际。

1953年, Richards和 Weeks^[3]提出一个测定土柱排水过程的瞬时剖面湿度来推算导水率的方法,后来应用它的原理到田间测定,即为现在通用的“内排水法”。这个方法随着张力计和中子测水技术的发展而逐渐得到普及,因为它能有效地在原位监测剖面的水势和含水量动态。本文主要是介绍这个方法,并以实际的测定资料对它加以评价。

一、原 理

对田间无作物的裸土,其一维(垂直)水流方程可表述为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

式中 θ 为土壤容积含水量, t 为时间, z 为深度(向下为正), q 为水流密度,即单位时间通过单位截面的水量。根据 Darcy 定律:

$$q = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2)$$

式中 $K(h)$ 为土壤导水率,它是土水势(h)的函数。 H 为土壤水的总势。为了计算 $K(h)$ 方便,导出 $K_z(h)$,即某一土层的导水率。把(2)式代入(1)式:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (3)$$

自地面($z=0$)至深度 z 对(3)式积分:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z - \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_0 \quad (4)$$

若无水流通过地面(地面覆盖), $(K(h) \partial H / \partial z)_0$ 为零。令 $S_0^z = \int_0^z \theta dz$ (地面至深度 z 的土

壤贮水量)。则(4)式可改写成为:

$$\frac{dS_z^0}{dt} = \left[K_z(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z \quad (5); \quad \text{解(5)式得:} \quad K_z(h) = \frac{dS_z^0}{dt} / \left[\frac{\partial H}{\partial z} \right]_z \quad (6)$$

式中 $K_z(h)$ 即为某层深度上的导水率。

二、测试条件和方法

试验在中国科学院封丘农业生态试验站内的“雨养”麦田水分平衡试验地中进行。土壤为黄河冲积形成的黄潮土，其质地层次大致可分三层：第一层(0—30cm)为粉质砂壤土，第二层(30—80cm)为粘质土，第三层(80—160cm)为砂壤土。考虑到粘土层的阻水作用会使入渗水发生侧向流动，测定时我们将0—80cm的土层挖掉，从80cm开始测定其下土层的导水率。故在选定的测定位置上挖成一个 $2 \times 2 \text{ m}^2$ ，深0.8m的土坑，坑中安装一组张方计和一根中子测水铝套管，以监测剖面的水势和含水量。张方计从离坑面($z = 80 \text{ cm}$)10cm开始每隔20cm安装一支，深度至170cm，即 z 分别为90、110、130、150、170cm；中子计测水时离坑面10cm开始每隔10cm测一次，深度至160cm。中子计为SOLO25型，其计数率比 n/n_0 。 n 为在土壤中的中子计数率， n_0 为在水体中的中子计数率)与土壤含水量(θ)的关系曲线预先用重量法求得。除了表层土壤必须有特殊的标定之外，还根据剖面的容重与质地确定了两条不同的标定曲线，它的测量误差 $\leq 0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ [4]。

测定导水率前，先测定土壤剖面的含水量，据此算出并注入使剖面达到饱和的水量至坑中，待坑中积水层消失时用塑料布和麦草覆盖坑面，防止土壤蒸发，减少表面温度变化对导水率测定的影响，同时把测点用2m高的防雨棚保护起来，防止降雨对本测定的影响。然后开始记录剖面的水势和含水量，直至剖面排水接近稳定时为止。由测定的不同深度上的水势和含水量资料，计算出 dS_z^0/dt (即 q)和 $(\partial H/\partial z)_z$ 值。把它代入(6)式便可计算出不同深度土壤的导水率。

三、结果与讨论

(一)测定中的一个主要测算值是水流密度(q)，它由贮水量(S_z^0)随时间(t)变化的过程曲线求取(图1)。用含水量(θ)随时间 t 变化的过程曲线转换为贮水量过程曲线时，首先需要把离散的测定数据点拟合成圆滑的曲线(图2)。测定的数据点的离散可能是实际效应，也可能是中子法测定含水量的误差引起的。拟合的曲线反映了含水量变化的趋势，故由它转化而成的贮水量随时间变化的曲线也是贮水量变化过程的宏观反映。导水率通过曲线的斜率($dS_z^0/dt \approx \Delta S_z^0/\Delta t$)计算得出，故它也是一个宏观参数。

(二)测定中的另一个测算值是水势梯度 $(\partial H/\partial z)_z$ 。某层(Z_n)的水势梯度是由它上、下安装张方计的两层水势测量值计算的。即：

$$\left[\frac{\partial H}{\partial z} \right]_{z_n} \approx \left[\frac{\Delta H}{\Delta z} \right]_{z_n}; \quad \left[\frac{\Delta H}{\Delta z} \right]_{z_n} = \frac{H_{n+1} - H_{n-1}}{z_{n+1} - z_{n-1}} \quad (7)$$

式中 z_{n-1}, z_{n+1} 分别代表 z_n 以上和 z_n 以下的土层深度， H_{n-1}, H_{n+1} 分别代表 z_{n-1}, z_{n+1} 的总水势。

待土壤表面积水层消失后开始测定。在表层向下排水时下层同时发生补水(接受上层排水)与排水过程。假设 z_{n+1} 层的补水速度大于排水速度，水分便会累积，使该层水势增加。这种

情况常发生于测定的初期阶段(图3)。显然在这种条件下取 z_{n+1} 层的水势值来计算 z_n 层排水条件下的水势梯度是不准确的,只有在 z_{n+1} 层同时处于排水条件下取值计算,才近似于 z_n 层排水条件下的梯度 $(\partial H/\partial z)_{z_n}$ 。实际排水过程的发生可由水势过程线判断。以图 3 中 $z = 130\text{cm}$ 的曲线为例,当 $t \geq 1.5$ 小时后才发生实际排水过程,因为这个时刻以后水势是连续下降的。而对于 $z = 150\text{cm}$ 的曲线来说, $t \geq 3$ 小时后才发生实际排水过程。

(三)由 dS_0^z/dt 与 $\partial H/\partial z$ 计算得的导水率 (K) 示于图 4。导水率与土水势的关系比与含水量的关系更敏感。图中表示的水势范围较窄 ($-30-100\text{cm}-\text{H}_2\text{O}$) 是因为试验受地下水水位的影响,当 3 m 左右的地下水水位使内排水发生困难,只取得有限的土水势范围的资料。

从图 4 中可看出,各土层的导水率相差很大,这反映了冲积土的层状特征。陈志雄和 VaucLin^[4] 的研究表明,导水率参数在空间上的变异也是很大的。这种情

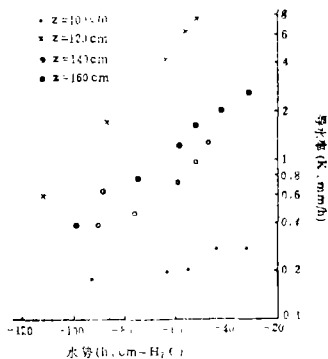


图 4 各层土壤的导水率 (图中z为深度)

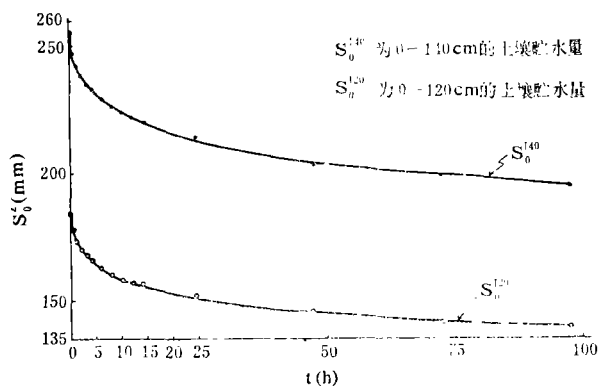


图 1 贮水量(S_0^z)与时间(t)的关系曲线

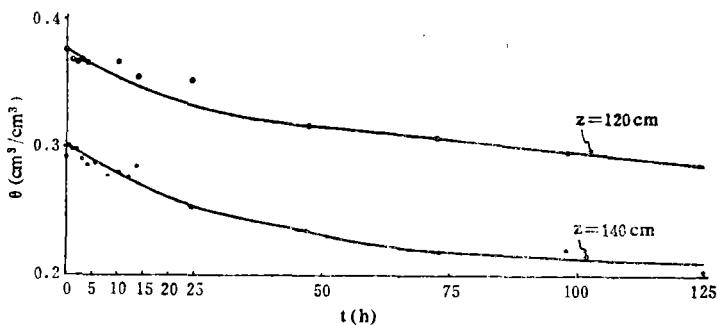


图 2 土壤容积含水量(θ)与时间(t)的关系曲线 (图中z为土壤深度)

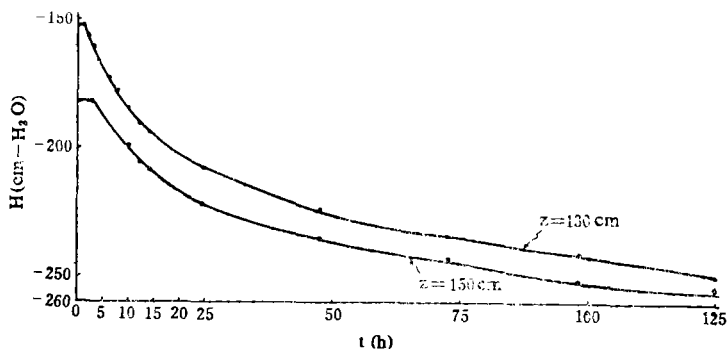


图 3 水势(H)与时间(t)的关系曲线 (图中z为土壤深度)

况无疑对水分动态的模拟研究带来不便。然而,迄今发展的许多模型中,导水率仍然是一个必要的参数。因此为了解决田间的实际水流问题,导水率的测定,尤其是原位测定,便更加引起人们的重视。

参 考 文 献

- [1] Daniel Hillel: Fundamental of Soil Physics. P. 209-220, Academic Press, New York. 1980.
- [2] Klute.: Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soil. in Method of Soil Analysis C. A. (Black ed.) Part I (P. 253-261), 1965.
- [3] Richards S. J. and Weeks L. V.: SSSAP. 17:206-209. 1953.
- [4] 陈志雄, VauclinMichel: 封邱地区浅水位麦田雨养条件下的水分平衡研究,黄淮海平原区域治理技术体系研究第142—156页,科学出版社,1987。

(上接第30页)

“中”、“低”等级的。将75%相对产量与临界值的交点与回归线上基本满足水平交点用虚线联接,并向外延伸,联接“低”与“极低”等级,使绝大多数资料点均在此段虚线的上一方。这样,在图3中就有两条线:一条是玉米相对产量与EUF—K的回归线(实线);另一条是用来划分作为玉米推荐施肥依据的土壤钾素养分等级的虚线。Cope等^[4]认为,这两条曲线的不一致性说明肥料推荐用量比满足需要量更多一些,从而使得整个推荐施肥体系中有一个较大的保险系数。上述划分可以看出,当地在目前生产水平下,EUF—K(0—35分钟)值在15mgK/100g土以上时,不施钾肥也可获得95%以上的相对产量,15—7mgK/100g土为中等肥力水平,少于7mgK/100g土的土壤上玉米对钾的反应敏感。

参 考 文 献

- [1] Nemeth, K., Plant and Soil, 83: 1-19, 1985.
- [2] Nemeth, K., In "Potassium in Soil", 171-180, Proceedings of the 9th Colloquim of the International Potash Institute held in Landshut (Germany), 1972.
- [3] Nemeth, K., Plant and Soil, 64: 7-23, 1982.
- [4] Cope, J.T. and C. E. Evans., Advances in Soil Science, 1:201-225, 1985.
- [5] Nelson, L. A. and R. L. Anderson., ASA Special Publ, 29:19-38, 1977.