

土壤饱和导水率的田间测定^①

朱安宁

张佳宝

陈德立

(南京农业大学资源与环境科学学院 南京 210095) (中国科学院南京土壤研究所) (澳大利亚墨尔本大学)

摘 要 本文简述了圆盘渗透仪(disc permeameter)在田间条件下测定土壤饱和导水率的原理及方法。该方法在测定时田间土壤饱和导水率附加了一个负压 Ψ_0 ,因而可以控制土壤入渗孔隙的孔径大小、排除土壤裂缝和蚯蚓孔洞对测定的影响,具有操作简便,测定精度高等优点。

关键词 圆盘渗透仪; 土壤饱和导水率; 田间; 测定

土壤饱和导水率是土壤重要的物理性质之一^[1]。它是计算土壤剖面中水的通量和设计灌溉、排水系统工程的一个重要土壤参数^[2]。但是,田间现场测定土壤饱和导水率(K_s)一直是土壤水动力学研究中的一大难题,耗时费力,给土壤水动力学特性的研究带来诸多不便。目前,土壤饱和导水率测定的方法很多,室内有定水头渗透仪法、变水头渗透仪法等;田间现场测定比较成功的方法是采用双环法,该方法一般只用于测定表土层的入渗能力^[3],但耗水量大,实际操作很麻烦。

圆盘渗透仪(disc permeameter)用来测定土壤饱和导水率,前人都是通过田间取样,然后在实验室内完成。但是,由于土壤的空间变异性较大,往往不易得到精确的结果,因此如何使实验土柱内的土样和天然情况下一致,以及如何使土样有足够的代表性是应用此方法进行测定必须慎重考虑的问题^[3]。用圆盘渗透仪(disc permeameter)在田间现场测定土壤饱和导水率是一种方便实用的新方法,基本上解决了土壤饱和导水率在田间测定难的问题。该方法需要测定点的区域比双环法更小,且省时、省力、省水,一般一天能测 10 个点左右,而且可以测定地下水位以上的任意深度土层的饱和导水率。并能排除土壤裂缝、蚯蚓孔及根孔等大孔隙对测定的影响。该方法在澳大利亚已经得到广泛应用,这里就澳大利亚悉尼生产的 CSIRO 圆盘渗透仪(如图 1)在田间测定土壤饱和导水率的基本原理和方法作一简单介绍。并通过对河南封丘地区的田间实测数据的分析,介绍一种关于土壤饱和导水率的简单计算方法。这种测定方法在我国土壤方面的应用刚刚开始不久,随着节水农业研究的不断深入,以及为农业可持续发展和改善农田环境而进行的土壤溶质运移与地下水污染研究的不断展开,快速、方便、准确地监测田间土壤饱和导水率已成为急需解决的问题。因此,作者相信,用圆盘渗透仪测定田间土壤饱和导水率的方法在土壤水动力学研究领域中的应用将会越来越广泛。

1 圆盘渗透仪在田间测定土壤饱和导水率的原理和方法

1.1 测定原理

① ACIAR 项目资助(LWR1/96/164)和国家重点基础研究发展规划项目资助(G1999011803)。

该方法一般只用于测定 20cm 深度土层的土壤水入渗特征, 深层土壤可以通过挖剖面测定。仪器由负压管(bubble tower)、储水管(water reservoir)和一圆盘(disc)组成(如图 1)。

实际测定时, 水通过圆盘向土壤中呈三维入渗, 很快就在圆盘下方形成一个饱和区, 稳定后, 供水速率与 K_s 有以下的关系:

$$Q_{ss} = \pi r_b^2 K_s + \frac{4K_s \gamma_b}{\alpha} \quad (1)$$

式中: $Q_{ss}(\text{cm}^3 \text{min}^{-1})$ 为水流量; K_s 是以 cm min^{-1} 为量纲的土壤饱和导水率; $\gamma_b(\text{cm})$ 为仪器圆盘半径; $\alpha(\text{cm}^{-1})$ 为与土壤结构和毛管吸力有关的因子, 我们给定 $\alpha = 0.2 \text{cm}^{-1}$ 。

在公式(1)中, 右边第一项为重力势项, 第二项为基模势项。当水流呈三维入渗时, 仪器向土壤的供水速率取决于压力势、重力势和基模势 3 种水势的作用^[4], 由于该仪器圆盘下的水层极薄, 故压力势可以忽略不计。

这样, 由(1)式就可以得到土壤的饱和导水率 $K_s(\text{mm h}^{-1})$:

$$K_s = \frac{600 Q_{ss}}{\pi \gamma_b^2 + \frac{4 \gamma_b}{\alpha}} \quad (2)$$

在(2)式中, Q_{ss} 可由每次累计入渗水量(V_i)与每次读数的累计时间 $t_i(\text{min})$ 作回归曲线求得, 曲线的线性部分的斜率即为水流的通量 $Q_{ss}(\text{cm}^3 \text{min}^{-1})$ 。累计入渗水量(V_i)由下式给出:

$$V_i = \pi r_R^2 (H_0 - H_i) \quad (\text{cm}^3) \quad (3)$$

式中: H_0 是储水管中水柱高度的初始读数(cm); H_i 为第 i 次储水管中水柱高度的读数(cm); r_R 为储水管内径的半径, 且有 $r_R = 2.35 \text{cm}$ 。

在本方法中, 有一个预先给定的负压 Ψ_0 , 这是为了在入渗时排除土壤裂缝和某些大孔隙的影响。当 $\Psi \geq 0$ 时, 除被空气闭塞的孔隙和那些结构很不稳定土壤的部分孔隙外, 几乎所有的孔隙水都可以进入; 当 $\Psi < 0$ 时, 被排除在外的孔隙的有效当量孔径 r_e 在温度为 20°C 时可以由下面的公式给出:

$$r_e = \frac{14.8}{-\Psi_0} \quad (4)$$

式中 r_e 和 Ψ_0 的单位为 mm , 14.8 是与毛管孔径的水气界面张力有关的数值, 温度不同值亦不同。

该方法由于忽略了压力势的作用, 而且给定的负压 Ψ_0 排除了土壤裂缝和蚯蚓孔等大孔隙的影响, 故所测定的土壤饱和导水率只是实际土壤饱和导水率的一个近似值, 但是, 由于压力势作用极小, 给定的负压又很高, 因而它们对测定值的影响很小。

1.2 测定步骤

(1) 合理选择测定点, 即对测定区域合理布置点位;

(2) 除去测定点土壤表层植被, 使其露出地表不超过 2mm , 并将地表整平, 测定点半径要大于 10cm ;

(3) 将一直径为 20cm 高约 3mm 左右的钢环放置于测定点上并压紧, 环内铺满过 0.25mm 筛的河砂或石英砂, 使砂表面水平(用水平仪检测)并小心将钢环取出;

(4) 由进气管向负压管内加入适量水, 用注射器连接一胶管调节水柱高度(一般为

20mm), 水柱高度从进气管末端到水面计算(如图 1);

(5)将仪器放于一盛水的水桶内, 打开储水管 阀门, 用真空泵(或用口吸)使其充满水, 充满后即关闭阀门;

(6)记录储水管内水柱的初始高度(H_0), 并将仪器小心放在测定点上, 使其与砂表面紧密接触;

(7)观测开始后, 一般情况下建议开始每 30 秒读数一次, 读数 10 次; 再每 2 分钟读数一次, 读数 5 次; 接下来每 5 分钟读数一次, 读数 9 次; 然后每 10 分钟读数一次, 直至入渗稳定(至少要读数 5 次)。当然, 具体读数时间间隔, 可根据水的入渗速度、土壤质地、土壤结构等情况自行确定。

1.3 温度校正

因土壤的饱和导水率与水的粘滞系数成反比, 而水的粘滞系数又与温度成反相关, 所以为了便于研究渗透性能, 应将不同温度条件下测得的土壤饱和导水率换算成同一温度下的饱和导水率。一般多换算成 10°C 时的饱和导水率。其换算式为:

$$K_1=K_2\cdot\eta_2/\eta_1$$

(5)

式中: K_1 , K_2 分别为标准温度和实验温度下测得的饱和导水率; η_1 , η_2 分别为标准温度和实验温度时水的粘滞系数。

2 应用

2.1 试验结果

试验在河南省封丘县潘店乡旱地土壤上进行, 试验地土壤分为 3 层, 自表层以下分别为砂壤土、粘土和粉砂土, 我们通过挖剖面分别测定了 3 种土壤的饱和导水率。下面仅以砂壤土为例($-\Psi_0=20\text{mm}$)(见表 1)。

由表 1 我们可以作出入渗时间与累计入渗量的相关曲线(见图 2): 得到其回归方程如下:

$$V=3.114t+10.148$$

$$R^2=9962$$

即 $Q_{\infty}=3.114\text{cm}^3/\text{min}$ 对于 CSIRO 圆盘渗透仪, $r_R=2.35\text{cm}$, $r_b=10\text{cm}$, 一般令 $\alpha=$

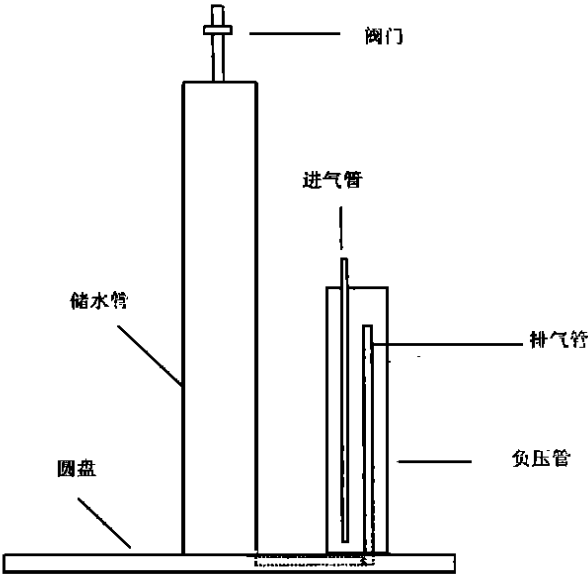


图 1 CSIRO 圆盘入渗仪(disc permeameter)示意图

表 1 CSIRO 圆盘入渗仪测定结果

t(min)	H(cm)	H_0-H_t (cm)	$17.35^{\circ}(H_0-H_t)(\text{cm}^3)$
0	84.30	0.00	0.00
1	84.05	0.25	4.34
2	83.75	0.55	9.54
3	83.50	0.80	13.88
5	83.00	1.30	22.56
7	82.50	1.80	31.23
9	82.05	2.25	39.04
11	81.60	2.70	46.85
15	80.75	3.55	61.59
20	79.80	4.50	78.08
25	78.80	5.50	95.43
30	77.90	6.40	111.04
35	77.00	7.30	126.66
40	76.10	8.20	142.27
50	74.45	9.85	170.90
60	72.75	11.55	200.39
70	71.10	13.20	229.02
80	69.50	14.80	256.78
90	67.90	16.40	284.54
100	66.30	18.00	312.30

0.2cm⁻¹, 这样, 由公式(2)可得到该点的土壤饱和导水率 $K_s=3.634\text{mm h}^{-1}$, 因实验时温度为 12.5℃, 经过温度校正, 10℃时饱和导水率 $K_{10}=3.380\text{mm h}^{-1}$ 。该导水率对于砂壤土来说有些偏低, 因为测定时, 玉米刚刚收割, 土壤有些板结。

2.2 结果分析

为了验证测定数据的可靠性, 我们另外又做了附加试验, 即对实验区域土壤的孔隙度进行了测定, 结果如下:

由表 2 可见, 土壤孔隙度 $f=1-1.46/2.65=0.449$, 而测定后瞬间表层土壤体积含水量为 0.424cm³/cm³, 则土壤孔隙中充水孔隙的比例为 0.424/0.449=0.944, 土壤基本达到饱和, 这表明该方法测定土壤饱和导水率还是比较可靠的。

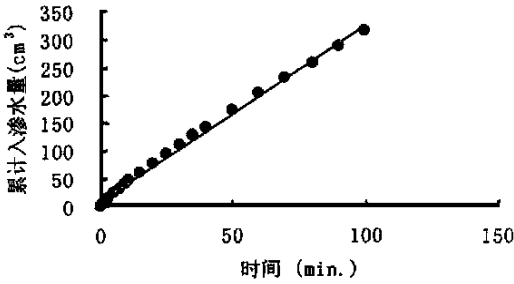


图 2 砂壤土累计渗量与时间的相关曲线

表 2 附加试验测定结果

盒重 (g)	盒+湿土样重 (g)	盒+干土样重 (g)	体积含水量 (cm ³ /cm ³)	容重 (g/cm ³)	密度 (g/cm ³)
64.38	108.33	98.43	0.242	1.46	2.65

参 考 文 献

1 陈效民等. 大丰王港实验站滨海盐渍土饱和导水率的初步研究. 南京农业大学学报, 1994, 17(4):134~137

2 Kammar R S, Rizvi H A, Ahmed M, et al. Measurement of field- saturated hydraulic conductivity by using Guelph and Velocity permeameters. Transactions of the ASAE, 1989, Vol. 32 No. 6 1885~1890

3 华孟、王坚. 土壤物理学. 北京农业大学出版社, 1993, 284~285, 82~84

4 Rrynoids W D et al. Institiu measurement of field- saturated hydraulic conductivity sorptivity and the aypar- amete using the Guelph. permeamenter. Soil Sci, 1985, 140(4):292~302