

介绍一种土壤饱和导水率测定仪*

于德芬 徐富安

(中国科学院南京土壤研究所)

摘要

该仪器是根据荷兰的资料①仿制的。适用于室内土壤饱和导水率的测定，每次可同时测定15个土样。能用于各土层导水特性的鉴定。为了适宜各种类型土壤导水性能的测定，设制了低水位的恒水头测试仪，及高水位的变水头的测试装置。

土壤饱和导水率又称土壤渗透系数。是在单位水压梯度下，通过垂直于水流方向的单位土壤截面的水流速度。土壤饱和导水率在研究、设计水利工程、农田排水系统以及研究土壤水分移动等工作中是重要参数之一。同时也是比较农业土壤渗透性能好坏的一个指标，是土壤重要的物理特性之一，直接影响到作物的生长发育。

土壤饱和导水率的大小，决定于土壤的性质和水的粘度。因此土壤的质地、结构、孔隙状况、盐分含量以及温度等因素均可对其产生影响。土壤饱和导水率可在田间测定，也可采取土样在室内进行测定。田间测定的结果是受土体各个层次的影响。本文介绍的仪器，可根据研究的需要，用环刀分层采集原状土样在实验室内进行测定。

一、测定原理

用该仪器测定土样饱和导水率的原理，是使土样两端保持一定的水压差 h 的条件下，产生通过土样的水流，经过一定的时间间隔，测量流经土样的水量，根据达西定律即可计算出土壤饱和导水率的数据。

水压差可选用恒水头装置或变水头装置引发。在通常情况下，多采用恒水头装置，即在土样的入流和出流两端的水头差 h 保持不变，这样流经土样的水流速度是稳定的。而对导水率很小的粘质土及泥炭土，则可采取变水头装置，在土样的两端造成较大的压力差，使流速加快，其压力差 h 是随时间的推移而变化的。

二、仪器结构及测定步骤

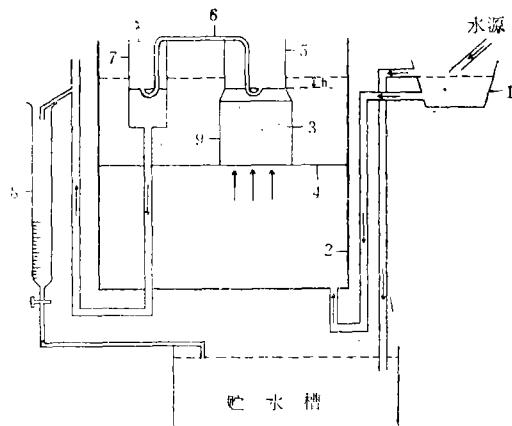
(一) 恒水头测定仪(垂直渗透)

1. 仪器结构主要有水位调节器、容器、托板、虹吸管和量管等组成(图1)。

水位调节器(1)有两个导管，其中一个导管是与容器(2)相连接，另一个导管是将多余的水排出，回到贮水槽中。这时水位调节器的水位和容器(2)中的水位相同。通过水位调节器

* 本工作在姚贤良教授的关心和指导下完成，特此致谢。

① 荷兰土钻和机械厂：土壤透水性测定仪资料。1983年。



1. 水位调节器 2. 容器 3. 土样 4. 托板 5. 集水圆筒 6. 虹吸管 7. 漏斗 8. 量管 9. 环刀
图1 土壤饱和导水率测定仪结构示意图(恒头法)

的上、下移动，使土样(3)的两端保持一定的水头差，致使一稳定水流自下而上流经土样。已饱和的土样(3)，即环刀(9)采集的原状土放置在容器中的多孔托板(4)上，土样(3)与另一个套在其上部的塑料园筒(5)(内有密封圈的集水圆筒)紧密接合，这个园筒是收集通过土样的水，经玻璃虹吸管(6)将从土样中渗透到集水圆筒的水吸到有机玻璃漏斗(7)中，通过导管流入量管(8)中。经过一定时间间隔，即可测量流经土样排出的水量(cm^3/min)，经换算即可获得饱和导水率K值。

2. 测定步骤：

(1) 用内外直径50/53mm, 100 cm^3 容量的环刀或内外直径80/83mm, 250 cm^3 容量的环刀，根据需要在表层或分层采集有代表性的土样，一般在砂土中重复取3—5个土样。在粘土中，结构有很大变化，需取5—10个土样。以取得重现性较好的饱和导水率值。

取好的土样两端用橡皮布封好，放在特制的木箱中，避免运输时的振动和水分损失，尽量保持原来的自然状态。

(2) 运回室内的土样，如果是粘土，需要用刀尖小心将土样的底部剔毛，使封闭的根孔和虫穴重新暴露，恢复土壤的自然结构(砂质土不需这样制备)，再小心用纱布或铜网将土样的底部包扎好，在土样的上部套上集水圆筒，放入水槽中饱和，槽中的水平面大约高出土样顶部1cm。视土样的质地而定，在槽中浸泡1—3天。

(3) 饱和后的土样，放置入容器的托板上。

(4) 用水位调节器调节容器的水平面，使集水圆筒内、外保持一个水头差h，水头差的范围可从2—20mm或20mm以上(视土样质地而定)。

(5) 当水在土样顶部出现时，连接虹吸管系统，将集水圆筒内的水导入有机玻璃漏斗中。

(6) 经过一定时间间隔，记录不同时段内量管中的水量。当发现单位时间内水流已稳定时，即获得了恒定水流时的流量(cm^3/min)。

(7) 用水位电测针准确测量集水圆筒内、外的水位差h值。当测针与水面接触时，蜂鸣器即发出响声，此时即可测出集水圆筒内、外水位的差值h。

(8) 测量水温。

(9) 将测定的数据，根据下式计算饱和导水率K值：

$K(\text{m/day}) = 144(Q \cdot L/h \cdot F_1)$ 式中: $Q(\text{cm}^3/\text{min})$ ——一定时间内排出的水量;
 $L(\text{cm})$ ——土样高度; $h(\text{mm})$ ——集水圆筒内外水头差; $F_1(\text{cm}^2)$ ——土样的横截面积;
 144——换算常数。

如果用高5cm, 底面积20cm², 容积为100cm³的环刀采样, 在水头差为25.2mm下测定, 测得的时段流量为0.035cm³/min, 测定时的水温为5℃, 则5℃时的K值为: $K_5 = 144(0.35 \times 5)/(25.2 \times 20) = 0.051(\text{m/day})$, $K_{10} = 0.059\text{m/day}$ (10℃时的K值)。

如果是盐碱土土样, 最好是在封闭的循环系统中测定, 力求容器中水的成份与土样中水的成份相同, 因水中盐分含量会影响导水率数值。

测定的红壤和黄棕壤的饱和导水率结果列于表1。从表1可看出, 某一土样在一定的水

表1 土壤饱和导水率 (m/day)

土壤	重复编号	水头差 mm	时段流量(cm ³ /min)			饱和导水率		K_{10} 平均值 $\pm S$
			1	2	3	平均值X	实测值 K_T	
红壤	1	25.2	0.039	0.035	0.032	0.035	0.051	0.059
	2	21.7	0.137	—	0.135	0.136	0.226	0.262
	3	23.0	0.069	0.067	0.062	0.066	0.103	0.119
红壤	1	22.3	0.035	0.033	0.037	0.035	0.057	0.066
	2	25.0	0.214	0.223	0.219	0.219	0.315	0.366
	3	26.6	0.231	0.234	—	0.232	0.314	0.365
黄棕壤	1	25.0	0.049	0.044	0.041	0.045	0.065	0.050
	2	26.0	0.210	0.237	0.195	0.214	0.296	0.227
	3	24.0	0.370	0.336	0.278	0.328	0.492	0.378
	4	21.5	0.290	0.261	0.274	0.275	0.461	0.354

头差下, 不同时段的流量是较稳定的。表明了该仪器有一定的精确性。但土样重复间的差异较大, 可能是由于田间土壤不均一性造成的。因此需多点采样, 取其平均值, 才能较客观地反映田间实际情况。

(二)变水头测定装置(垂直渗透)

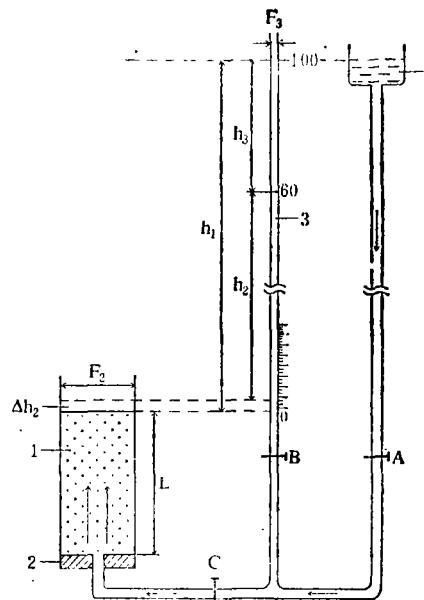
该装置(图2)主要适用于质地粘重的土壤及泥炭土。

它主要由土样托、量管、贮水瓶等组成。已被水饱和的土样(1)放在土样托(2)上, 用塑胶管将土样托和0~100cm的量管(3)相连接。测定时土样的顶部必须与量管上的零点对齐。关闭活塞C, 打开A, B活塞, 调节贮水瓶(4)的高度, 使量管内水位达到100cm刻度处, 关闭活塞A, 打开活塞B和C, 经过一定时间间隔, 记录量管中的下降水位(h_2)。

土样的采集和处理与恒水头法测定相同。用下式换算饱和导水率K值:

$$K(\text{m/day}) = 14.4 \cdot \frac{LF_3}{(F_2 + F_3)(t_2 - t_1)} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2}$$

式中: $L(\text{cm})$ ——土样高度; $F_2(\text{cm}^2)$ ——土样横截面积; $F_3(\text{cm}^2)$ ——量管的横截面积; $h_1(\text{cm})$ ——起始水头差100cm; $h_2(\text{cm})$ ——试验结束时水头差; $t_1(\text{min})$ ——起始时间;



1、土样 2、土样托 3、量管 4、贮水瓶 A、B、C为活塞

图 2 饱和导水率测定仪辅助装置(变水头)

t_2 (min)——试验终止时间；14.4——换算常数。

值得指出，试验结果时的水头差 h_2 ，并不是从量管上的零点到量管下降水位的距离，而应减去土样上部积水层厚度 Δh_2 。由图2所示可知， Δh_2 可由土面至水面的距离直接量出，或按下面的关系式求出： $F_3 \cdot h_3 = F_2 \cdot \Delta h_2$ ，所以 $\Delta h_2 = F_3 \cdot h_3 / F_2$ ，式中： h_3 是试验起始时的量管读数(100cm)与试验终止时的量管读数之差(cm)。

例如设量管的横截面积 F_3 为 2cm^2 ，土样的横截面积为 20cm^2 ，试验起始时的量管读数为 100cm，试验结束时的读数为 60cm。代入上式为： $2 \times (100 - 60) = 20 \times \Delta h_2$
 $\Delta h_2 = 4(\text{cm})$ 则 $h_2 = 60\text{cm} - 4\text{cm} = 56\text{cm}$

因此试验终止的水头差 h_2 是 56cm，而不是 60cm。

三、温度的校正

水的温度可对导水率产生影响。通常地下水的温度大致在 10°C 左右，因此饱和导水率一般是以 10°C 时的 K 值表示的。实验室里测定的结果，一般应进行校正，以补偿粘滞度的影响。用下列公式进行温度校正：

$K_{10} = K_T \cdot T / T_{10}$ 式中： K_{10} —— 10°C 时的 K 值； K_T —— $T^\circ\text{C}$ 时的 K 值；
 T_{10} —— 10°C 时水的粘滞度； T —— $T^\circ\text{C}$ 时水的粘滞度。

本仪器可作为物理实验室内的常规装备。较目前国内的室内测定饱和导水率的其他方法具有一定的优越性。适于大量样品的测试。可供水利部门及土壤、地质工作者的应用。