

土壤非饱和导水率的测定

张玉龙

(沈阳农业大学)

土壤非饱和导水率是表征土壤导水性的主要参数之一，其测定方法有田间测定法、瞬时剖面法、加压短柱法等多种^{[1]①}，这些方法各具特点，其中加压短柱法为人们室内研究所多用，它具有结果较为准确、操作方便和条件易于控制等优点，本文将对此方法予以介绍。

一、原理

土壤水运动遵从达西定律，对于垂直向一维非饱和流：

$$q = -K(\psi) \frac{d\psi}{dz} \dots\dots\dots(1)$$

式中q为土壤水通量密度，K(ψ)为土壤非饱和导水率，它是土水势ψ的函数，z为垂直间距离，dψ/dz为z方向上的土水势梯度。改写(1)式可得：

$$K(\psi) = q / \frac{d\psi}{dz} \dots\dots\dots(2)$$

考虑到K(ψ)没有方向性故式中右端舍去了负号。而q可由下式求得：

$$q = \frac{Q}{At} \dots\dots\dots(3)$$

式中Q为时间t内通过土壤断面A的水量。根据(2)、(3)式若能测得土壤的水势、两点间的水势梯度及其水流量，且这两点间距离较近，即可近似地求得土水势为ψ时的K(ψ)，按照这一设想设计的加压短柱法非饱和导水率测定装置如图1^[2]。

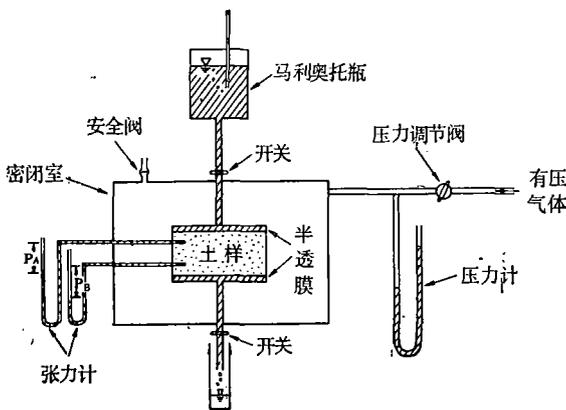


图1 土壤非饱和导水率测定装置示意图

加压短柱法测定土壤非饱和导水率是将供试土壤短柱置于一密闭室内，土样上下端通过半透膜(多孔板)与水位不同的两自由水面相连，水位水头固定按压力膜法测定土壤水势的原理，密闭室通入固定压力气体，经一段时间排水后，可实现使土壤成水势与气体压力相平衡的非饱和状态；又由于土柱两端连通的自由水面水位不等，土体内垂直向有总势差存在，故在该非饱和条件下会有水流流过土柱，而土柱上某两点间的水势差则可由插入土样中的两支张力计测

① 清华大学水利系水资源及农田水利教研组，土壤水动力学(油印本)，1982。

得。因此当这一非饱和流过程达稳定状态后，计测土壤水势梯度 $\Delta\psi/\Delta Z$ 、水流通量密度 q ，即可满足根据(2)式近似计算 $K(\psi)$ 的需要，其算式为：

$$K(\psi) = q \times \frac{\Delta z}{\psi z + (\psi_A - \psi_B)} \dots\dots\dots(4)$$

式中 ψ_A 、 ψ_B 为张力计测得的土柱上 A、B 两点的土水势值， Δz 为 A、B 两点间距离。这样测得的 $K(\psi)$ 的土水势 ψ 与密闭室气体压力 P 相对应，但由于土壤中有水流流动，该非饱和状态不是完全平衡的，所以 $K(\psi)$ 对应的 ψ 应为 $\psi = \psi_P + (\psi_A + \psi_B)/2 \dots\dots\dots(5)$
 ψ_P 为由密闭室气体压力算得的土水势值，不过 $(\psi_A + \psi_B)/2$ 项一般很小，在 ψ_P 较大时此项可略去不计。

二、方 法

根据实验设计，土样可用搅动土，也可用原状土。土样置于取样器内，取样器是一大的容重环，环壁上除有插入张力计的孔洞之外，还有许多小孔供脱水通气之用。若供试土样为搅动土，则需按设计容重填装，要求充填均一，两端与取样器上下缘齐平，覆盖多孔板(膜)后能与多孔板(膜)接触良好；若为原状土其取样方法同一般容重环取样。土样装好后将多孔板(膜)置于取样器上下两端并用螺丝固定住，多孔板(膜)应事先充水，且保证没有气泡滞留在内，土壤水透过多孔板(膜)与进水和出水口的自由水面相连。然后小心缓慢地将张力计插入既定位置(一般以陶土管全部进入土壤为宜)，再抬高出水口水位和打开出水口开关，使土壤自下而上逐渐吸水毛管饱和；此后调整进水口和出水口水位使之平齐或略高于(低于)土样上(下)缘，最后封闭密闭室，接通压缩气源(图 1)。至此准备工作完毕。

欲测定的非饱和导水率值的个数及相应的土水势大小要根据实验设计要求及测定装置的精度、使用范围等确定。测定时先将进水口开关关闭，通过压力调节阀调节密闭室内气体压力至既定大小，打开出水口开关先行脱水，待脱水出流较慢时再打开进水口开关，并按一定时间间隔(一般以天或小时计)测定进水量和出水量，记录张力计读数，这样可较快地达到进出水平衡稳定状态。若进出水量相等则认为达到了稳定流状态，记下此次观测得到的出水量(进水量) Q 、张力计读数 P_A 、 P_B 及相应的出流时间 t ，代入(3)、(4)、(5)式即可算出 ψ 和 $K(\psi)$ 。另外也可用前后相邻两次观测到的单位时间出水量(进水量)基本相等的方法确定出流过程是否已达到稳定状态。实际工作中一般是测得一个 $K(\psi)$ 值后，再重复上述步骤测定下一个 $K(\psi)$ ，压力自小而大连续施测，而无需重新饱和处理。

测得的 $K(\psi)$ 值一般要进行曲线拟合，以公式的形式表达非饱和导水率同土水势的关系。

上述测定方法是依土壤脱水过程进行的，其中有两点需要十分注意：(1)所用多孔板(膜)的透水能力应大于土壤的导水能力，否则测定结果不真实，为此在不同土壤含水量，不同大小导水率阶段，可选用透水性能不同的多孔板(膜)分段测定；(2)膨胀性大的土壤脱水后收缩会使土样的上缘与多孔板(膜)间产生缝隙，土样与进水端不再保持水理连续，从而测定结果大大小于实际值。

三、举例测定

本例使用的短柱加压法土壤非饱和导水率测定装置为日本丸东三友制作所制作(图2)，其取样器的横截面直径为12厘米，高8厘米，两张力计埋设距离4厘米，压缩空气经三次调压，压力精度误差小于1厘米水柱。供试土壤为潮棕壤草甸土，砂质，土样为搅动土充填而成，比

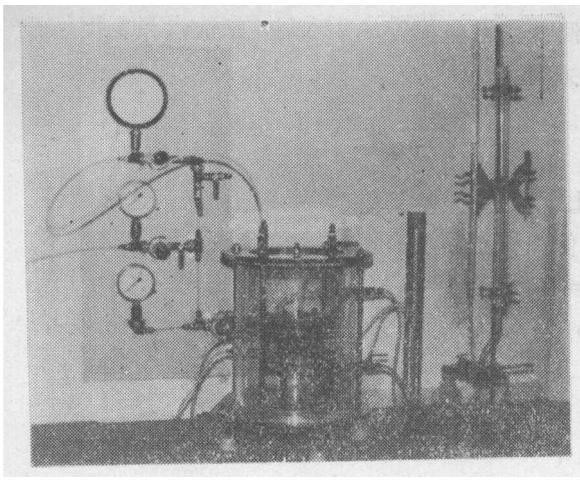


图2 土壤非饱和导水率测定装置

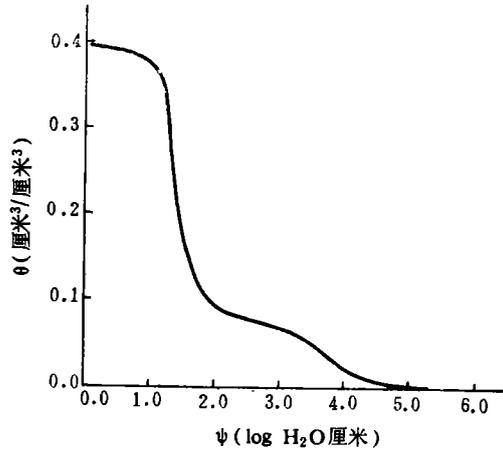


图3 供试土壤持水特征曲线

重2.685, 容重1.518克/厘米³, 孔隙度43.46%, 其持水特征曲线如图3。土壤水吸力(土水势)以厘米水柱为单位, 其非饱和导水率测定结果如表1。

表1 土壤非饱和导水率测定结果

土壤吸水力 (厘米水)	0	10	20	30	50	70	90	110	130
土壤水含量 (厘米 ³ /厘米 ³)	0.435	0.385	0.275	0.150	0.123	0.102	0.097	0.090	0.087
饱和度 (θ/θ _s)	1.000	0.886	0.619	0.345	0.277	0.229	0.218	0.202	0.196
非饱和导水率 (厘米/秒)	1.5665 × 10 ⁻³	4.2214 × 10 ⁻⁴	1.5552 × 10 ⁻⁴	8.9125 × 10 ⁻⁶	1.4698 × 10 ⁻⁶	2.6765 × 10 ⁻⁷	1.6194 × 10 ⁻⁷	1.2046 × 10 ⁻⁷	4.7081 × 10 ⁻⁸

由于土水势ψ可以看作是土壤含水量θ的函数, 所以土壤的非饱和导水率也是土壤含水量的函数。土壤水吸力仍以ψ表示, 土壤水饱和度以G表示, 将表1所列结果点绘于图上, 得图

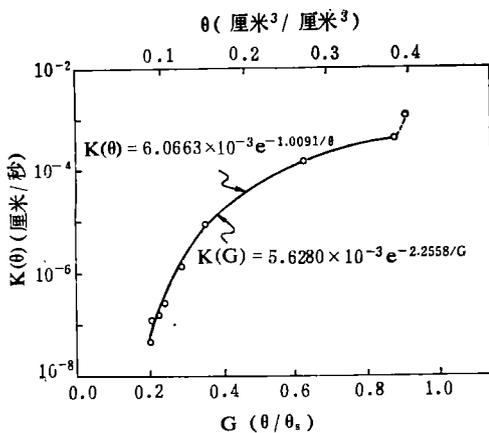


图4 土水势(吸力)—非饱和导水率关系曲线

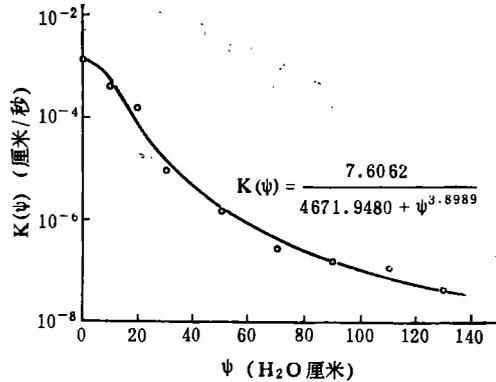


图5 土壤含水量、饱和度—非饱和导水率关系曲线

(下转第55页)

污泥改良土壤时金属-有机部份与土壤性质间的相互关系

R. F. Keefer和R. N. Singh将美国东北部的七种表土与三种污泥以每公顷(干重计)300吨的比率混合,并装入塑料袋中,在1/3巴湿度和 $25 \pm 5^\circ\text{C}$ 下培育一个月。然后用N,N-二甲替甲酰胺(DMF)提取,根据提取的金属-有机部份与七种表土的若干性质(包括pH、九种矿物量、细粘粒占的百分数和总表面积等)之间的相互关系来说明土壤中的金属对三种污泥的反应。三种污泥中二种为嫌气消化的城市污泥(其中一种经氯气预处理),另一种为好气消化的城市污泥。DMF提取物通过非极性、非离子的大网状树脂和

离子交换树脂分级为酸性、中性和碱性亲水的或憎水的溶质部分,并分析其中Cu、Cd、Cr、Ni、Pb和Zn等金属的浓度。

作者发现与各分级中的Cd、Cr、Ni、Zn量最有关的土壤性质是pH和若干矿物如伊利石、绿泥石以及细粘粒(<0.2 微米)量,其相关系数大于0.73。因此,矿物学似乎与土壤中的有机金属物的组分有关,但这种关系仍不大清楚。一种与土壤混合培育的嫌气污泥的结果表明:土壤pH与憎水碱性部分(属复杂的胺类或吡啶类)结合的Zn量之间呈显著的正相关。全Ni量与亲水碱性部分(氨基酸)结合的Ni量也存在明显的正相关。但其余二种污泥在土壤性质和金属-有机部分之间并没有一致的相互关系,所以在污泥用于改良土壤之前,要对之进行分类,避免不切实际的盲目施用。

刘志光据Soil Sci., 142:20-26, 1986)

(上接第48页)

4和图5。拟合曲线,得公式:

$$K(\psi) = \frac{7.6062}{4671.9480 + \psi^{3.8989}}$$

$$K(\theta) = 6.0663 \times 10^{-3} e^{-1.0091/\theta}$$

$$K(G) = 5.6280 \times 10^{-3} e^{-2.2558/G}$$

它表达了土壤非饱和导水率同土水势(吸力)、土壤水含量和饱和度间的函数关系,所得结果线型与以往文献报道的基本相一致^{[3]①}。

参 考 文 献

- [1]土壤物理性测定法委员会〔日〕,土壤物理性测定法,191—197,养贤堂,1972。
- [2]Richards, L. A. Physrcs, 1:318—333, 1931.
- [3]八幡敏雄,土壤の物理,106—108,东京大学出版会,1978。