

取样尺寸对土壤饱和导水率测定结果的影响*

胡伟¹ 邵明安^{1,2} 王全九¹ 李毅²

(1 中国科学院水土保持与生态环境研究中心黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西杨凌 712100)

(2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101) (3 中国科学院研究生院, 北京 100039)

EFFECTS OF SAMPLING SIZE ON MEASUREMENTS OF SOIL SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY

Hu Wei¹ Shao Mingan^{1,2} Wang Quanjiu¹ Li Yi²

(1 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, Research Center of Soil and Water Conservation and Ecological Environment, CAS, Yangling, Shaanxi 712100, China)

(2 Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

(3 Graduate School of CAS, Beijing 100039, China)

关键词 饱和导水率; 取样尺寸; 定水头法; 空间变异

中图分类号 S152.7 文献标识码 A

土壤饱和导水率(K_s)是土壤重要的物理性质之一,是估计土壤非饱和导水率,计算土壤剖面水通量和排水工程设计的一个重要土壤水力参数^[1]。目前,土壤饱和导水率测定方法较多,如定水头测定法、稳态流法、变水头流出仪法等^[2]。已有的研究成果表明, K_s 值受土壤水分特性、质地、土壤结构、土壤中阳离子组成与含量、土温、有机质含量、土地利用方式等众多因素的影响^[3~5]。一般而言,土壤质地越粗, K_s 值越大;有良好结构体的土壤的 K_s 值比无结构体的高;土壤中一价阳离子的存在会减弱土壤的导水性能; K_s 值随着土温的升高而增大;有机质含量越高, K_s 值越大。此外,土地利用方式对 K_s 值的影响主要是通过对土壤有机质、土壤结构和容重等因素的不同作用。定水头测定法由于操作简便、花费少、适于大量样品的分析而被广泛采用,但取样的尺寸大小是否对 K_s 测定结果存在影响尚缺乏系统的研究。本文分析了不同土样直径对饱和导水率测定结果的影响,并探讨了合理取样尺寸和存在非均匀大孔隙下的饱和流等问题。

1 材料与方法

1.1 供试土样

土壤样品采自中国科学院水土保持研究所实验地(休闲),土壤类型为土(钙积土垫旱耕人为土)。选取3~4 m²的正方形区域,除去耕层20 cm左右土壤,用小铲把土面整平,并将它分成面积大致相同的3个重复,在每个重复内采用6个不同直径的有机玻璃管进行取样,取样土层为犁底层最上层5 cm,其中选定的直径分别为3.008 cm、3.822 cm、5.185 cm、9.053 cm、10.415 cm、19.000 cm(用千分尺测量)。为了最大限度地减小土样的人为破坏,整个取样工作都要小心谨慎地进行。先用有机玻璃管放在取样处并用小刀片沿着有机玻璃管轻轻地划一圈,大致定出采样的范围。然后去除划定区域之外的土(去除的范围不能太大以免影响在同一区域内其他土柱直径的采样),待土柱大小接近于所采的尺寸时,用小刀片小心削掉土壁上多余的土。防止土柱

* 中国科学院“百人计划”项目、国家自然科学基金项目(40025106、90102012、50479065)、黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室基金(10501-114)、中国科学院水利部水土保持研究所择优资助项目(C24014200)资助

作者简介:胡伟(1981~),男,硕士研究生,研究方向为土壤物理学。E-mail: weihu205@163.com

收稿日期:2004-06-11;收到修改稿日期:2004-11-18

与管壁之间产生裂缝,使土柱在田间保持下部略大的圆台柱形,然后再用原有机玻璃管套在土柱上,均匀施力使有机玻璃管缓慢下落,待有机玻璃管内的土样达到采样刻度时(5 cm,事先标记好),停止施力,并用铲子铲入有机玻璃管底部以下 1 cm 左右,连同铲子和土样一块取出(防止土柱下落),接着用小刀片削掉底部多余的土壤并用刀尖将土样的底部剔毛,使封闭的孔隙重新暴露,恢复土壤的自然结构,再用纱布将土样的底部包扎好带回实验室。

1.2 K_s 测定方法

1.2.1 不同测定原理 若土壤是各向同性的、均匀的多孔介质,在整个流水区内水流是连续的、环境温度恒定,则水分在土体中的运动服从达西定律(Darcy's law)^[5,6]:

$$q = K_s \frac{H}{L} \quad (1)$$

式中, q 为通量(cm min^{-1}); H 为水流路径始末的总水头差(cm); L 为水流路径的直线距离(cm); H/L 是相应的水力梯度; K_s 为单位梯度下的通量,也即饱和导水率(cm min^{-1}),又有:

$$q = \frac{Q}{AT} \quad (2)$$

式中, Q 为出流量(ml); A 为水流经过的横截面积(cm^2); T 为出流时间(min)。由式(1)和式(2)可得:

$$K_s = \frac{10QL}{ATH} \quad (3)$$

式中, K_s 值的单位为 mm min^{-1} ,其他同上。

土壤水分的运动与温度有关,为了便于统一对比,通常都按 10°C 时的测定结果为标准,其他温度下所测得的导水率要换算成为标准温度下的导水率,具体换算方法采用哈赞公式进行^[7]:

$$K_{10} = \frac{K_t}{0.7 + 0.03t} \quad (4)$$

式中, K_{10} 为 10°C 时的饱和导水率(mm min^{-1}); K_t 为 $t^\circ\text{C}$ 时的饱和导水率(mm min^{-1})。为方便表述起见,下文中 10°C 时的饱和导水率统一用 K_s 表示。

1.2.2 测定过程 为了比较分析取样直径对原状土和扰动土饱和导水率测定结果的影响,分别测定了扰动土和原状土的饱和导水率,具体过程如下:

(1) 原状土 K_s 值的测定。土样在蒸馏水中充分饱和 24 h 后,利用恒水头法测定^[8]饱和导水率。在试验过程中利用马氏瓶供水,以维持水头恒定为 5 cm,并且每隔 10 min 记下出流量,直到出流量保持稳定才结束试验,最后按式(3)和式(4)计算 K_s

值。在试验过程中室温基本维持在 22°C 。

(2) 扰动土 K_s 值的测定。将测定完原状土 K_s 值后的土样风干磨碎过 1 mm 筛按原容重分层装入原有机玻璃管中,饱和 12 h,在恒水头下测定饱和导水率^[8]。每隔 10 min 记下出流量,直到出流量保持稳定才结束试验,最后按式(3)和式(4)计算 K_s 值。

1.3 土壤基本性质测定

1.3.1 土壤容重测定及其变异分析 待测定完原状土的饱和导水率后,使土样在自然条件下风干并测定土样风干重 $M_{\text{风干}}$ 。对每个重复的风干土充分混合,用 3 个铝盒采取风干土样在 $105\sim 108^\circ\text{C}$ 下测定吸湿含水量,计算每个重复的平均值,然后根据平均吸湿含水量将风干土重转化为烘干土重 $M_{\text{烘干}}$ (g)。各土柱直径的土样容积 $V(\text{cm}^3)$ 按照土样实际所充满的体积计算。土壤容重 $\rho_b(\text{g cm}^{-3})$ 的计算公式为:

$$\rho_b = M_{\text{烘干}} / V \quad (5)$$

式中, ρ_b 为土壤容重(g cm^{-3}), $M_{\text{烘干}}$ 为烘干土重(g), V 为土样体积(cm^3)。

尽管采样区域很小($3\sim 4\text{ m}^2$),但是由于空间变异性的存在,各土柱内的 3 个重复之间以及各土柱之间,土壤容重还是存在差异。统计结果表明,各土柱 3 个重复之间的容重变异系数按土柱直径增大的次序依次为 5.49%、2.62%、6.87%、5.34%、2.91%、6.67%。容重在各土柱之间的变异系数为 3.5%,但经方差分析, F 值为 0.314,显著水平值为 0.894,表明容重在各土柱之间并没有统计上的差异。

1.3.2 土壤孔隙度及其变异分析 土壤孔隙度的计算公式为:

$$= \rho_b / \rho_p \quad (6)$$

式中, 为孔隙度(%), ρ_b 为土壤容重(g cm^{-3}), ρ_p 为土壤颗粒密度(g cm^{-3}),本研究中 ρ_p 取恒定值 2.65 g cm^{-3} 。由于土壤孔隙度和土壤容重之间为一元线性关系,不难理解各土柱 3 个重复之间以及各土柱之间的孔隙度的变异系数等同于在相同条件下土壤容重的变异系数,即各土柱 3 个重复之间的孔隙度变异系数按土柱直径增大的次序依次为 5.49%、2.62%、6.87%、5.34%、2.91%、6.67%。孔隙度在各土柱之间的变异系数为 3.5%。

1.3.3 原状土和扰动土质量饱和含水量的测定 待原状土和扰动土的饱和导水率测定完毕,迅速用

铝盒对每个饱和土柱均匀取样,在 105~ 108 ℃下烘干至恒重,测定质量饱和含水量值。

1.3.4 饱和度的测定 饱和度采用以下公式计算:

$$S = \theta_m \rho_b / \quad (7)$$

式中, S 为饱和度(%), θ_m 为质量含水量(%), ρ_b 为土壤容重(g cm^{-3}), n 为孔隙度(%).

2 结果分析

2.1 土柱直径对原状土 K_s 测定值的影响

将测定的土壤饱和导水率列于表 1 中,在测定 K_s 值所用的土柱直径范围内,土柱直径与原状土 K_s 测定值呈现单一变化过程,即测定的土壤饱和导

水率随着取样直径的增加而增大。此外,由表 1 和 1.3.1 和 1.3.2 的分析结果可知,虽然由于所提取的样本在容重和孔隙度上存在微弱的变异性,但取样直径对饱和导水率的测定结果的影响仍是比较明显。

2.2 土柱直径对扰动土 K_s 测定值的影响

2.2.1 自然条件容重下土柱直径对扰动土 K_s 值的影响 取样尺寸对扰动土 K_s 的影响见表 1。土样直径对原状土 K_s 和扰动土 K_s 的影响表现出不同的特征。扰动土 K_s 值随土柱直径的增大而表现出较小的波动,其值在 $0.0214 \sim 0.0276 \text{ mm min}^{-1}$ 之间,均值为 $0.0238 \text{ mm min}^{-1}$,标准差为 0.0021 ,变异系数为 8.8% ,可认为土柱直径对扰动土 K_s 没有影响。

表 1 不同直径土柱的 K_s 值(三次重复平均值)

土柱直径 (cm)	土壤容重 (g cm^{-3})	土壤孔隙度 (%)	原状土质量饱和含水量/扰动土质量饱和含水量(%)	原状土饱和度/扰动土饱和度(%)	原状土 K_s 值/扰动土 K_s 值 (mm min^{-1})
3.008	1.48	44.0	23.8/25.5	80.2/85.6	0.0299/0.0230
3.822	1.45	45.4	22.0/26.3	69.8/84.1	0.0609/0.0276
5.185	1.49	43.6	24.8/26.9	85.7/91.8	0.0410/0.0245
9.053	1.45	45.1	21.8/29.7	70.8/95.4	0.2480/0.0214
10.415 ¹⁾	1.46	44.9	24.1/26.8	82.7/87.3	0.1410/0.0232
19.000	1.50	43.4	23.2/26.1	80.2/90.8	0.9030/0.0232

1) 为 2 个重复平均值

2.2.2 相同容重条件下土柱直径对扰动土 K_s 值的影响 虽然本实验中扰动土和原状土的容重一致,但各处理间存在差异,因此容重差别的存在可能对研究结果有影响。为了进一步探讨容重相同时取样尺寸对扰动土 K_s 值是否存在影响,从而在此基础上比较土壤容重的差异对原状土 K_s 值的影响(相对于土柱直径的影响而言),为此,在土壤容重为 1.45 g cm^{-3} 下测定了不同直径 K_s 值,结果列在表 2

表 2 不同土柱直径在相同容重下扰动土 K_s 值
(容重 = 1.45 g cm^{-3})

土柱直径 (cm)	扰动土 K_s 值(mm min^{-1})			K_s 均值 (mm min^{-1})
	测定 1	测定 2	测定 3	
3.008	0.0347	0.0283	0.0353	0.0328
3.822	0.0235	0.0282	0.0319	0.0279
5.185	0.0391	0.0305	0.0287	0.0328
9.053	0.0298	0.0262	0.0239	0.0266
10.415	0.0260	0.0283	0.0261	0.0268
19.000	0.0321	0.0368	0.0316	0.0335

中。由测定结果来看, K_s 值在 $0.0266 \sim 0.0335 \text{ mm min}^{-1}$ 之间,均值为 $0.0301 \text{ mm min}^{-1}$,标准差为 0.0033 ,变异系数为 10.9% ,因此扰动土 K_s 值与土柱直径的关系没有明显规律性,这与容重存在微弱变异下扰动土 K_s 测定结果相一致;容重差异对原状土 K_s 值的影响可忽略。

3 讨 论

由结果分析可知,原状土饱和导水率测定受取样尺寸的影响较大,而扰动土所受影响较小。由于原状土和扰动土在容重上保持一致,而主要的差别就是两者在大小孔隙上的分布不同,即原状土含有不同大小的非均匀孔隙,而扰动土的孔隙分布均匀。因此,造成土柱直径对原状土和扰动土饱和导水率测定值的不同影响只能归结于两者孔隙分布不同的结果。由普氏定律可知,大孔隙中水流速度与孔隙大小的四次方成正比。因此致使原状土 K_s 值随土

柱直径的增大而增大的可能原因是: 孔隙分布在微观尺度上存在空间变异性, 土柱直径越大, 土柱所包含更大孔隙的概率越大, 从而导致因大孔隙增加而使水流速度增大的趋势大于土柱横截面积增加的趋势。而对于扰动土来说, 在不同的土柱直径下孔隙分布都均匀, 随着土柱直径的增大, 单位时间从土柱底部流出的水量增大的趋势与土柱面积增加的趋势保持一致, 所以扰动土 K_s 值不受土柱直径的影响。

采用原状土研究土壤水分参数比采用扰动土更能反映土壤的实际属性, 但原状土的采样和测定面临较大困难, 而且由于田间大孔隙分布的空间变异的的存在会导致其测定值随土柱直径的变化而异, 这就涉及到饱和导水率的合理取样尺寸问题。关于土壤物理量的土样体积 (REV) 的确定曾是第 14 届国际土壤学会专题讨论的内容, 部分学者对此也进行过研究, 如 Lauren 等人用 5 种不同容积的出流筒在 37 个点上测定具有大孔隙的土壤饱和导水率, 其中最大的 A 筒为 $100 \text{ cm} \times 75 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$ (矩形) 最小的 E 筒为 $7 \text{ cm} \times 6 \text{ cm}$ (圆形), 他们用方差最小和实际可操作性相结合的原则得出了用于推算田间饱和导水率的出流筒以 C 筒 ($50 \text{ cm} \times 50 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$) 为宜的结论^[9]。然而在很多的研究中, 空间变异性对合理取样尺寸的影响往往没有被引起足够的重视。一般来说, 在相同的取样容量下, 田间土壤结构尤其是大孔隙分布的空间变异性程度越大, 理论合理取样尺寸也将变大; 如果变异性较小, 取样尺寸也可变小。然而在本研究中所用的取样尺寸范围内, K_s 值随取样尺寸的增大而单调增大, 因此我们并不能据此准确推断合理的取样尺寸。一般来说, 采样尺寸越大, 代表性也就越强, 因此在可操作性的前提下, 尽量使取样尺寸大一些不失为保险之举。

在本研究中, 各土柱直径土壤容重之间的变异是较小的, 但是各土柱直径原状土饱和和导水率之间却存在较大的差别, 这可能是土壤结构和孔隙通道等分布不均匀的结果。因此, 研究微观尺度上土壤结构和孔隙通道等的空间变异, 及其变异程度对饱和导水率变异的影响等是必要的; Darcy 定律只适用各向同性均质多孔介质, 且水流为连续的层流, 而由于根系和蚯蚓等土壤动物活动以及其他原因造成田间土壤孔隙结构的不均匀性, 原状土中通常存在着

扰动土所没有的大孔隙, 且这些随机排列的大孔隙将改变水分运动的路径, 在土壤中形成优势流 (Preferential flow) (主要是大孔隙流)^[10, 11], 然而在此种情况下, 按照 Darcy 定律计算出的饱和导水率不能反映田间土壤的实际情况, 因此深入研究优势流以及优势流对 Darcy 定律及饱和导水率的影响还有待于加强。近来, 随着分形理论^[12] 和大量现代技术如计算机辅助下的 X 光断层扫描仪 (CT)^[13, 14] 等的发展, 土壤微观尺度上结构性质的空间变异研究也得到发展, 预计这会对揭示优势流的发生机理和模拟优势流的动态过程将会起到很大的促进作用。

参 考 文 献

- [1] Fares A, Alva A K, Kedi-Kizza P N, *et al.* Estimation of soil hydraulic properties of a sandy soil using capacitance probes and Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 2000, 165(10): 768~ 777
- [2] 邵明安. 非饱和土壤导水参数的推求 1. 理论. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, 1991, 13: 13~ 25
- [3] 陈效民, 潘根兴, 王德建, 等. 太湖地区农田生态环境中土壤饱和导水率研究. *水土保持通报*, 2000, 20(5): 11~ 12
- [4] 刘思春, 张一平, 朱建楚, 等. 温度对非饱和水分运动的影响. *西北农业大学学报*, 2000, 28(4): 30~ 33
- [5] 陈效民, 郭泽圣, 刘兆普, 等. 大丰王港实验站滨海盐渍土饱和和导水率的研究. *南京农业大学学报*, 1994, 17(4): 134~ 137
- [6] 同延安. 土壤—植物—大气连续体中水运移理论与方法. 西安: 陕西科学技术出版社, 1998. 39~ 45
- [7] 刘孝义. 土壤物理及土壤改良研究法. 上海: 上海科学技术出版社, 1982
- [8] 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, 32(6): 1 885~ 1 890
- [9] Lauren J G, Wagenet R J, Bouma T, *et al.* Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glossoaquic Hapludalf with macropores. *Soil Sci.*, 1988, 145(1): 20~ 28
- [10] 秦耀东, 胡克林. 大孔隙对农田耕作层饱和和导水率的影响. *水科学进展*, 1998, 9(2): 107~ 111
- [11] 区自清, 高继红, 金海燕, 等. 大孔隙和优先水流及其对污染物在土壤中迁移行为的影响. *土壤学报*, 1999, 36(3): 341~ 347
- [12] 冯杰, 郝振纯, 陈启慧. 分形理论在土壤大孔隙研究中的应用及其展望. *土壤*, 2001, 33(3): 123~ 130
- [13] 李德成, Velde B, 张桃林. 利用土壤切片的数字图像定量评价土壤孔隙变异度和复杂度. *土壤学报*, 2003, 40(5): 678~ 682
- [14] 李德成, Velde B, 张桃林. 利用土壤的序列数字图像技术研究孔隙小尺度特征. *土壤学报*, 2003, 40(4): 524~ 528