

测定尺度对所测土壤导水参数及其空间变异性的影响

薛绪掌¹, 张仁铎², 桂胜祥²

(1. 中国农业大学, 北京 100094; 2. University of Wyoming, Laramie, WY 82070, USA)

摘要: 用 3 种盘径(14.4, 20, 30 cm)的负压入渗仪在 2 个供水负压(1 和 10 cm)下, 在 65 个测点测定了田间水分入渗。基于入渗数据, 计算了宏观毛管上升高度和 2 个基模吸力的导水率。导水率和宏观毛管上升高度的值呈对数正态分布。用大盘径负压入渗仪测定获得的导水率和宏观毛管上升高度的空间连续性最好。当供水负压为 1 cm, 盘径为 14.4 cm(小盘径), 导水率和宏观毛管上升高度的空间连续性没有表现出来。导水率的均值随测定尺度增加而趋于减少, 宏观毛管上升高度的均值和标准偏差均随测定尺度增加而趋于减小。导水率和宏观毛管上升高度的样本半方差, 半方差金砖方差(nugget)和平台方差(sill)随测定尺度增加而减少。

关键词: 测定尺度; 土壤导水参数; 空间变异

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2001)03-0047-05

中图分类号: S152.71

Effect of Measurement Scales on Measured Soil Hydraulic Properties and Their Spatial Variability

XUE Xu-zhang¹, ZHANG Ren-duo², GUI Sheng-xiang²

(1. China Agricultural University, Beijing 100094, PRC; 2. University of Wyoming, WY 82070, USA)

Abstract: A field experiment was conducted to study the spatial variability and scale dependence of soil hydraulic properties. Infiltrimeters with three disc diameters (14.4, 20, and 30 cm) and 2 tensions (1 and 10 cm) were used to measure infiltration at 65 locations. With the infiltration data, hydraulic conductivity and macroscopic capillary length were calculated. The frequency distribution of hydraulic conductivity and macroscopic capillary length was log-normal. The spatial continuity of soil hydraulic conductivity and macroscopic capillary length was better displayed by measurements with large disc sizes. When tension was 1 cm and disc diameter was 14.4 cm, the spatial structure of hydraulic conductivity was not displayed. The mean of hydraulic conductivity and macroscopic capillary length tended to decrease as measurement scale (disc sizes) increased. The values of nuggets and sills of the sample variograms of hydraulic conductivity and macroscopic capillary length decreased as measurement scale increased.

Keywords: measurement scales; soil hydraulic parameter; spatial variability

负压入渗仪已经成为田间测定土壤导水参数的常用仪器。使用负压入渗仪测定的入渗数据, 可以计算导水率和宏观毛管上升高度。导水率和宏观毛管上升高度是用于计算土壤水运动和溶质运移的导水参数, 由于土壤的空间变异, 它们是空间随机变量。

一般认为, 土壤的静态性质, 如容重和孔隙度, 多呈正态分布, 而土壤的动态性状, 如入渗率和导水率, 常呈对数正态分布^[1]。Gimenez 等^[2]分析了 Andersen 和 Bouma^[3]测定的饱和导水率数据, 发现不论是否进行对数转换, 其结果均近似正态分布。大多数研

究则表明饱和导水率呈对数正态分布^[4-10]。

Wilson 和 Luxmoore^[11]认为入渗率的变异系数不随供水吸力而变化, Mohanty 等^[12]用负压入渗仪测定所得结论与 Wilson 和 Luxmoore 一致。Clothier 和 White^[13]则认为随吸力增加, 导水参数的变异系数减小。

大多数有关土壤导水性状对测定尺度依赖性的研究仅以模拟数据为依据, 许多模型用小尺度的导水率的半方差和协方差函数估计大尺度相应的函数^[14, 2, 15-20]。这些关系一般预测导水率测定值随测

收稿日期: 2001-01-15

资助项目: 该项目系美国农业部资助项目“Determination of soil hydraulic properties at different scales”, 编号为“USDA-NRICGP, 1996-1999”

作者简介: 薛绪掌(1967-), 男(汉族), 陕西韩城市人。1996 年在中国农业大学获理学硕士学位, 1999 年 12 月在美国怀俄明大学(The University of Wyoming)获博士学位, 现在中国农业大学作物学院工作。电话(010)62611742, E-mail: xuexuzh@263.net, xxz@promtomail.com

定尺度增加依幂函数模式减少, 半方差函数的金砖方差(nugget)和平台方差(sill)随测定尺度增加而减少。有关导水性状测定尺度依赖性田间测定的文献不多。Anderson 和 Bouma^[3] 的研究表明, 随原状土样品高度的增加, 所测定的饱和导水率的均值和标准偏差减小, 他们将此结果的原因归结于随样品高度增加大孔隙连续度的降低。Dunn 和 Phillips^[21] 用 3 种直径的柱状玻璃管模拟的非均匀大孔隙系统得到了类似于 Anderson 和 Bouma^[3] 的结果。Lauren 等^[8] 观察到含大孔隙的黏土的饱和导水率的均值和方差为样品体积的函数, 小体积样品的均值和方差明显大于大体积样品的均值和方差。Lauren 等用 Bouma^[22] 和 Wagenet^[23] 建议的“代表样品体积”的概念解释测定结果。这一概念认为体积小于“代表样品体积”的样品不能代表田间水分运动的特点。Mohanty 等^[12] 用小盘径的负压入渗仪研究了田间导水率的空间变异性, 结果对数转换的不同吸力的导水率的半方差图均呈纯金砖方差模式, 并有一定的近周期性波动。

在本研究中, 进行了大型的田间测定以确定不同测定尺度下土壤导水率和宏观毛管上升高度的空间变异性。本研究的一个目的是确定基模吸力和测定尺度对导水率和宏观毛管上升高度的变异特征和空间结构的影响, 另一个目的是用实验验证土壤导水性状的尺度依赖性。

1 材料和方法

在美国怀俄明州 Laramie 市怀俄明大学农学院实验站的一块草地进行了田间入渗测定。土壤为轻壤质。测点分布见图 1。共有 65 个测点。不同测点间的距离, 在南北方向约为 50 m, 在东西方向距离不规则。

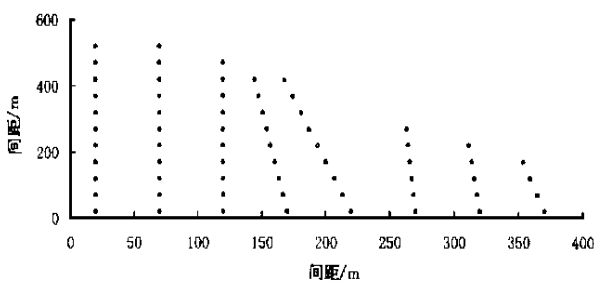


图 1 测定地点的空间分布图

田间用负压入渗仪自动系统测定入渗过程, 采用了 2 个供水吸力(1 和 10 cm), 3 个圆盘直径(14.4, 20 和 30 cm), 在 65 个测点进行。在每个测点, 6 台负压入渗仪(3 个盘径 × 2 个供水吸力)分布在半径约为

1.5 m 的圆上测定 2 个供水吸力的水分入渗。在入渗开始前与结束后取土样测定含水量。6 台负压入渗仪的入渗基本同时进行。

以负压入渗仪的入渗数据为原始数据, 采用我们提出的新方法^[24], 通过解如下的非线性方程组计算了不同负压入渗仪所测的各测点的导水率和宏观毛管上升高度:

$$\begin{bmatrix} f_1\pi\gamma_o^2 & 0 & 4f_1\gamma_oK_1 \\ 0 & f_2\pi\gamma_o^2 & 4f_2\gamma_oK_2 \\ \exp(-\frac{\Delta h}{\lambda_c}) & -1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} K_1 \\ K_2 \\ \lambda_c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ 0 \end{bmatrix}$$

式中: Q_1, Q_2 ——分别是 2 个低供水吸力下某一入渗时间的入渗率; γ_o ——入渗盘的半径; K_1, K_2 ——分别为 2 个基模吸力时的导水率; h ——宏观毛管上升高度; f_1 和 f_2 是 Zhang 依据 Warrick 的水分由盘源线性扩散的解获得的将任一入渗时间的入渗速度与稳态入渗速度相联系的校正系数, 该系数与供水吸力和入渗时间有关。

用常规的统计学和地统计学方法分析了计算结果。样本半方差用下式计算:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h)]^2$$

式中: $\gamma(h)$ ——间距 h 时的半方差; $Z(x_i)$ —— x_i 点的样本值; $Z(x_i + h)$ —— $x_i + h$ 点的样本值; $N(h)$ ——间距 h 的样品组数。通过交叉检验(cross validation)确定半方差模型。

2 结果和讨论

用测定数据计算的导水率和宏观毛管上升高度的常规统计分析结果见表 1。

表 1 导水率和宏观毛管上升高度的常规统计结果

	盘径/ cm	均值	中值	众数	标准 偏差	变异 系数
K (1 cm 吸力)	14.4	0.033	0.026	0.011	0.021	0.63
	20.0	0.032	0.025	0.0066	0.024	0.74
	30.0	0.022	0.016	0.0099	0.016	0.71
K (10 cm 吸力)	14.4	0.0050	0.0047	0.0026	0.0029	0.58
	20.0	0.0040	0.0032	0.0024	0.0034	0.87
	30.0	0.0025	0.0018	0.0011	0.0019	0.78
λ_c	14.4	5.76	4.92	5.01	3.12	0.54
	20.0	4.85	4.24	2.51	1.96	0.40
	30.0	4.57	4.48	3.68	1.85	0.41

用 14.4 cm 和 20 cm 盘径负压入渗仪测定的 1 cm 基模吸力时的导水率的均值相近, 明显大于 30 cm 盘径测定的结果。这一结果与 Lauren 等^[7] 测定的有

关饱和导水率的结果一致。10 cm 基模吸力时的导水率均值随测定尺度(盘径)增加而减小。宏观毛管上升高度的均值随测定尺度增加而减小。导水率和宏观毛管上升高度的中值(median)和众数(mode)小于均值,表明导水率和宏观毛管上升高度值分布的不对称性。14.4 cm 和 20 cm 盘径的导水率的标准偏差相近,明显大于 30 cm 盘径的相应值。随盘径增加,宏观毛管上升高度的标准偏差减少,变异系数则比较稳定,与 Wilson 和 Luxmoore^[11]的观察一致。宏观毛管上升高度变异系数明显小于导水率变异系数。

为检验导水率和宏观毛管上升高度是否正态分布,我们计算了不对称(skewness)和峰态(kurtosis)程度,当 P 值大于 0.05,数据支持正态分布。如表 2 所示,对数转换的导水率和宏观毛管上升高度的 P 值明显大于没有进行对数转换的相应值,这表明导水率和宏观毛管上升高度用对数正态分布描述比较合理。我们还用正态分布模型对导水率和宏观毛管上升高度的原值和对数转换值进行拟合,拟合的优劣用 Likelihood ratio test 方法检验, P 值大,距正态分布近,如表 3 所示,对数转换极大地改善了导水率和宏观毛管上升高度的正态性。

表 2 导水参数的对称性检验

盘径/ cm	变量	不对称性		峰 态	
		P	P (lg)	P	P (lg)
30.0	K (1 cm)	0.000 0	0.377 2	0.000 0	0.211 2
	K (10 cm)	0.000 0	0.263 1	0.091 7	0.423 4
	λ_c	0.000 0	0.158 4	0.000 0	0.403 1
20.0	K (1 cm)	0.000 0	0.026 3	0.000 0	0.034 2
	K (10 cm)	0.000 0	0.282 7	0.000 0	0.200 0
	λ_c	0.000 0	0.042 1	0.011 6	0.277 5
14.4	K (1 cm)	0.000 0	0.338 6	0.010 6	0.120 0
	K (10 cm)	0.000 3	0.114 6	0.023 5	0.431 0
	λ_c	0.000 0	0.001 9	0.000 0	0.004 0

表 3 使用 Likelihood ratio test 检验正态分布模型的拟合程度

盘径/cm	变量	P (无对数转换)	P (对数转换)
30.0	K (1 cm)	0.002 1	0.535 5
	K (10 cm)	0.000 0	0.261 9
	λ_c	0.011 0	0.091 7
20.0	K (1 cm)	0.000 5	0.228 2
	K (10 cm)	0.003 5	0.213 7
	λ_c	0.000 1	0.397 3
14.4	K (1 cm)	0.000 2	0.636 7
	K (10 cm)	0.008 5	0.396 5
	λ_c	0.000 0	0.003 2

3 导水率和宏观毛管上升高度的空间分布情况

30 cm 和 20 cm 入渗盘径的入渗仪所测定的导水率在南北方向 50 ~ 250 m 之间的值小,大值大多分布在西北角。14.4 cm 盘测定的 1 cm 吸力的导水率的大值在空间是随机分布,而 10 cm 吸力的导水率大值大多分布在西北角。大值与小值的空间分布会极大影响样本半方差图的计算结果和半方差模型的确定。当大值聚集在一起,小间隔的半方差值小,大间隔的半方差值大。当大值随机分布时,会导致小间隔半方差值较大。采用交叉检验方法建立半方差模型时,用 Kriging 插值,在考虑变量值分布的空间连续性基础上,利用临近值估计未知值,大值与小值相邻会导致很差的交叉验证结果。14.4 cm 盘径的负压入渗仪测定的 1 cm 吸力的导水率的随机分布表明,使用小盘径的负压入渗仪会增加测定结果的随机变异性,隐藏导水率的空间连续性。

4 半方差模型

除用 14.4 cm 盘径的负压入渗仪测量的 1 cm 基模吸力的导水率半方差图外,导水率和宏观毛管上升高度的样本半方差图呈现空间连续性。用 14.4 cm 盘径测量的 1 cm 吸力的导水率的半方差图不规则,不能得到交叉检验结果较好的半方差模型。

表 4 总结了拟合得到的半方差模型,交叉检验结果见表 5。对所有盘径测定的 1 cm 吸力的导水率,高斯(Gauss Model)模型最佳;对 10 cm 吸力的导水率,球(Spherical Model)模型适于 30 cm 盘径测定的结果,幂(Power Model)模型适于 20 cm 和 14.4 cm 盘径;对宏观毛管上升高度,高斯模型最佳。所有这些模型均满足地统计学要求的二阶平稳条件。

表 4 半方差模型

变量	盘径/cm	模 型	
K	30	$\gamma(h) = 0.000\ 125 + 0.000\ 135\{1 - \exp[-3(\frac{h}{100})^2]\}$	
	(1 cm)	20	$\gamma(h) = 0.000\ 19 + 0.000\ 16\{1 - \exp[-3(\frac{h}{100})^2]\}$
		30	$\gamma(h) = 1.0 \times 10^{-6} + 1.2 \times 10^{-9}h$
K	20	$\gamma(h) = 7.4 \times 10^{-6} + 9.6 \times 10^{-11}h^{1.99}$	
	(10 cm)	14.4	$\gamma(h) = 6.2 \times 10^{-6} + 4.0 \times 10^{-11}h^{1.99}$
		30	$\gamma(h) = 1.2 + 1.0\{1 - \exp[-3(\frac{h}{150})^2]\}$
λ_c	20	$\gamma(h) = 2.2 + 3.1\{1 - \exp[-3(\frac{h}{450})^2]\}$	
	14.4	$\gamma(h) = 4.0 + 2.0\{1 - \exp[-3(\frac{h}{450})^2]\}$	

表 5 交叉检验的统计结果

变 量	盘径/ cm	<i>n</i>	M_E	M_{SSE}	M_{KV}	$\frac{M_{SSE}}{M_{KV}}$	C_{EE}	C_{EA}
<i>K</i> (1 cm)	30.0	64	-7.9×10^{-4}	1.8×10^{-4}	1.7×10^{-4}	1.08	0.12	0.39
	20.0	63	-0.0011	2.9×10^{-4}	3.0×10^{-4}	0.94	0.11	0.44
<i>K</i> (10 cm)	30.0	64	1.5×10^{-5}	2.3×10^{-6}	2.1×10^{-6}	1.10	0.07	0.62
	20.0	63	3.0×10^{-5}	9.3×10^{-6}	7.7×10^{-6}	1.19	0.03	0.48
	14.4	61	8.7×10^{-5}	7.4×10^{-6}	6.6×10^{-6}	1.12	0.07	0.39
λ_c	30.0	63	-0.048	1.92	1.62	1.17	0.11	0.37
	20.0	63	-0.054	2.66	2.65	1.00	0.06	0.40
	14.4	60	-0.040	4.09	4.53	0.91	0.09	0.35

注: M_E ——平均偏差; M_{SSE} ——均方差汇总(mean sum of square error); M_{KV} ——Kriging 方差均值(Mean Kriging variance); C_{EE} ——估值与误差的相关系数; C_{EA} ——估值与真值的相关系数。

由交叉检验结果可以看出, 10 cm 吸力与 1 cm 吸力的导水率相比较, 估计值与误差值的相关值低, 估计值与真值的相关值高, 表明 10 cm 吸力时的导水率的空间连续性比 1 cm 吸力时的导水率明显。大孔隙空间分布的随机性是 1 cm 导水率空间连续性差的重要原因。随吸力增加, 大孔隙作用受到限制, 土壤内在性状如土壤质地和理化性状成为导致导水率空间变异的主要原因, 而土壤质地和理化性状的空间连续性要比大孔隙强。

导水率对空间尺度的依赖性在本研究中得到了一定验证。用 20 cm 盘径负压入渗仪测定的 1 cm 吸力的导水率的半方差模型的金砖方差(nugget)和平台方差(sill)明显大于 30 cm 盘径负压入渗仪测定的相应值。30 cm 盘径负压入渗仪所得的 10 cm 吸力的导水率半方差小于 20 cm 和 14.4 cm 盘径负压入渗仪所得的相应值, 而 20 cm 与 14.4 cm 盘径负压入渗仪所得的 10 cm 吸力的导水率半方差较接近。宏观毛管上升高度的半方差模型的金砖方差和平台方差均对测定尺度有依赖性, 随所用负压入渗仪盘径的增加, 金砖方差和平台方差有规律地减少。虽然本研究中, 导水率和宏观毛管上升高度的尺度依赖性在某种程度上得到了验证, 由于测定尺度数量有限, 参数值与测定尺度的函数关系尚不能建立。由于目前所用方法的田间入渗测定工作量大, 时间长, 有必要探索其它更简单, 更快捷的途径, 从而使更多尺度的测定成为可能。

[参 考 文 献]

- [1] Indelman P, Dagan G. Upscaling of conductivity of heterogeneous formations: general approach and application to isotropic media[J]. *Transport in Porous Media.*, 1993, 12: 161—184.
- [2] Hoeksema R J, Kitanidis P K. Analysis of the spatial structure of properties of selected aquifers[J]. *Water Resour. Res.* 1985, 21: 563—572.
- [3] Barley K P. Effects of root growth and decay on the permeability of synthetic sandy soil[J]. *Soil Sci.*, 1954, 78: 205—210.
- [4] Gimenez D, Rawls W J, Lauren J G. Scaling properties of saturated hydraulic conductivity in soil[J]. *Geoderma*, 1999, 88: 205—220.
- [5] Horowitz J, Hillel D. A theoretical approach to the areal distribution of soil surface conductivity[J]. *Soil Sci.*, 1987, 43: 231—240.
- [6] Kutilek M, Nielsen D R. *Soil Hydrology*[M]. Catena Verlag, Cremlingen—Destedt, Germany., 1994.
- [7] Lauren J G, Wagnenet R J, Bouma J, et al. Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glosaquit Hapludalf with macropores[J]. *Soil Sci.*, 1988, 145: 20—27.
- [8] Mallants D, Mohanty B P, Vervoort A, Feyen[J]. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores[J]. *Soil Technol.*, 1997, 10: 115—131.
- [9] Mohanty B P, Ankeny M D, Horton R, Kanwar R S. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers[J]. *Water Resour. Res.*, 1994, 30: 2489—2498.
- [10] Wagnenet R J. Measurement and interpretation of spatially variable leaching processes[M]. In: *Soil spatial variability. Proc. Soil Spatial Variability Wkshop.*, Las Vegas, Nev., 30 Nov. — 1 Dec. 1984. J. Bouma and D. R. Nielsen (eds.) *Int. Soil Sci. Soc. and Soil Sci. Soc. Am.*, PUDOC, Wageningen, 1985. 209—235.
- [11] Zhang R. Scale-dependent soil hydraulic conductivity [M]. In: Novak, M. M., DeWey, T. G. (Eds.), *Fractal Frontiers*. World Scientific, New York, NY, 1997. 383—391.
- [12] Neuman S P. Generalized scaling of permeabilities: Validation and effect of support scale[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 1994, 21: 349—352.
- [13] Dunn G H, Phillips R E. Equivalent diameter of simulat-

- ed macropore systems during saturated flow [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1991, 55: 1244—1248.
- [14] Freeze R A. A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media [J]. *Water Resour. Res.*, 1975, 11: 725—741.
- [15] Journel A G. The log-normal approach to predicting the local distribution of selective mining unit grades [J]. *Math. Geol.*, 1980, 12: 283—301.
- [16] Rawls W J, Brakensiek D L, Logsdon S D. Predicting saturated hydraulic conductivity utilizing fractal principles [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1993, 57: 1193—1197.
- [17] Rubin Y, Gomez-Hernandez J J. A stochastic approach to the problem of upscaling of conductivity in disordered media: theory and unconditional numerical simulations. *Water Resour. Res.*, 1990, 26: 691—701.
- [18] Russo D. Upscaling of hydraulic conductivity in partially saturated heterogeneous porous formation [J]. *Water Resour. Res.*, 1992, 28: 397—409.
- [19] Stalkup F I. Permeability variations observed at the faces of crossbedded sandstone outcrops [M]. in: *Reservoir Characterization*, edited by Lake L W, Carroll Jr. H B., 1986. 141—180. Academic, San Diego, Calif.
- [20] Zhang R. Estimating soil hydraulic conductivity and macroscopic capillary length from the disc infiltrometer [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1998, 62: 1513—1521.
- [21] Federico V D, Neuman S P. Scaling of random fields by means of truncated power variograms and associated spectra. *Water Resour. Res.*, 1997, 33: 1075—1085.
- [22] Clothier B E, White I. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1981, 45: 241—245.
- [23] Wilson G V, Luxmoore R J. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distribution on two forested watershed [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1988, 52: 329—335.
- [24] Anderson J L, Bouma J. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an Argillic horizon [J]. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1973, 37: 408—413.

(上接第13页)

- [2] Michalowski R L. Slope stability analysis: a kinematical approach [J]. *Geotechnique*, 1995, 45(2): 283—293.
- [3] Schuster R L. *Landslide analysis and control* [M]. National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1978.
- [4] 张倬元, 王士天, 王兰生. *工程地质分析原理* [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [5] 王家鼎, 张倬元. 典型高速黄土滑坡群的系统工程地质研究 [M]. 成都: 四川科技出版社, 1999.
- [6] Sassa, K. Draft of theme lecture for "Motion of landslides and debris flows" [C]. Session 3A XI ICSMFE, San Francisco, 1988.
- [7] 王家鼎. 高速黄土滑坡的一种机理——饱和黄土蠕动液化 [M]. *地质论评*, 1992, 38(6): 532—538.
- [8] Wang Jiading. The analysis of loess slope instability based on fuzzy information method [J]. *BUSEFAL*, 1993, 53: 83—92.
- [9] 王家鼎, 张倬元. 地震诱发高速黄土滑坡的机理研究 [J]. *岩土工程学报*, 1999(6): 670—674.