植物营养与肥料学报 2001,7(3):255～261
Plant Nutrition and Fertilizer Science

不同尺度下田间土壤水分和混合电导率空间变异性与套合结构模型

李子忠，龚元石
（中国农业大学土壤和水科学系，北京 100094）

摘要：应用地统计学原理和方法，分析了夏玉米田间 90m×90m(L 区)，内套一个 30m×30m(M 区)，再内套一个 10m×10m(S 区)3 个尺度下土壤含水量和电导率的空间变异性。结果表明，各尺度间土壤含水量的标准差和变异系数比较接近而电导率的差别较大。在 L 和 M 尺度下土壤含水量在 3 个置信度下呈正态或对数正态分布，在 S 尺度下只在 0.01 置信度下呈对数正态分布；在 L 尺度下土壤电导率仅在信度为 0.05 和 0.01 时呈对数正态分布，在 M 尺度下仅在信度为 0.01 时正态或对数正态分布，较高信度时呈对数正态分布，在 S 尺度下不呈正态或对数正态分布。各尺度下它们的空间结构可用球状模型描述，其变程分别约为 2.2～19.8m(土壤含水量)和 2.5～17.2m(电导率)，不同尺度间土壤含水量和电导率的空间变异结构函数差别较大，用套合结构模型能更好地描述不同尺度下土壤含水量和电导率的空间变异性。

关键词：土壤含水量；电导率；空间变异；不同采样尺度；套合结构模型
中图分类号：S114；S152　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1008-505X(2001)03-0255-07

土壤的定性和定量信息在不同空间和时间尺度间的转换已经成为土壤科学中的重要问题[1]。尺度问题的产生，是由于土壤是一个不均匀、具有高度空间异质性的复合体，往往包含各种尺度及各种层次的变化，即其空间分布的结构常常不是单纯的一种，而是多种或多层次结构的叠加[2]。Mallarino[3]研究了免耕的玉米和大豆田里 2 个采样尺度(分别为 7.6cm 或 15.2cm 和 3.05m 的采样间隔)的磷和钾的空间变异后表明，由于施肥模式不同导致了不同的采样尺度下磷和钾的半方差函数的不同周期变化模式，并认为更大的采样间隔，如 60m 到 120m，不能识别出磷和钾空间变异的周期模式；而 Hergert 等[4]通过研究 30m，60m 和 90m 采样间隔的玉米田土壤硝态氮的空间变异性，证明在较大采样尺度下不同采样间隔产生的数据系列无统计上的不同。这说明土壤特性空间变异的影响是有尺度范围的。史海滨和陈亚新[5]研究了土壤含水量的带状各向异性的套合结构，获得了空间二维平面不同方向套合结构模型。然而，空间二维平面不同采样尺度的土壤特性的空间变异及其套合结构模型的研究还不多见。

本研究在田间试验的基础上，运用地统计学原理，分析内套在一起的 3 个尺度的土壤含水量和电导率的空间变异性，建立空间二维平面不同采样尺度的套合结构模型，为合理地进行田间试验设计，进一步提高田间信息采集的效率和精度，改善农田的精细管理提供理论依据和方法基础。

收稿日期：2000-04-24
基金项目：国家重点基础研究发展规划项目(G1999011709)；国家重点科技攻关专题(95-001-02-09)；中德合作项目资助。
作者简介：李子忠(1972—)，男，山东平原人，博士，讲师，主要从事水土资源利用和保护研究。

1 材料与方法

1.1 基本理论

传统统计学分析，包括平均值，中值，最小值，最大值，标准差，变异系数，峰度系数，偏度系数等，并采用 Kolmogorov-Smirnov 方法进行正态或对数正态的分布特征检验。

在离散情况下，半方差函数值的计算公式[5]为：

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

式中 N(h)是被向量 h 相隔的试验数据对的数目。

将计算出的实际半方差函数值用最小二乘法拟合，得到理论模型，然后用交叉验证法检验模型。通过半方差函数及半方差函数曲线图，可以获得变程 a、基台值 C1 和块金值 C0，还可获得第 4 个参数分维数 D，表示半方差函数的特性[2, 6, 7]，可由下式确定：

$$2\gamma(h)=h^{(4-2D)} \tag{2}$$

分维数 D 为双对数直线回归方程中的斜率，可作为随机变异的量度[2]。

Journel 等[8]和 Clark[9]认为，具有复杂变化的区域化变量的空间变异性，不能用一个简单的理论模型描述，需要用两个或两个以上的理论模型描述。其结构是多个结构的相互叠加，称为套合结构[8]。一般情况下，套合结构可以用反映各种不同尺度变化的多个半方差函数之和表示，即：

$$\gamma(h)=\gamma_0(h)+\gamma_1(h)+\Lambda\Lambda+\gamma_n(h)=\sum_{i=0}^{n}\gamma_i(h) \tag{3}$$

式中 $\gamma_i(h)$可以是相同的理论模型或不同的理论模型，一般根据半方差的计算值进行分段最优拟合获得，如最小二乘法。例如，区域化变量 Z(x)在某一方向上的变异性由 $\gamma_0(h)$，$\gamma_1(h)$和 $\gamma_2(h)$组成。$\gamma_0(h)$表示微观上的变化，由于变程 a 甚小，分布极不连续，因此，可近似地看成纯块金效应，其理论模型为：

$$\gamma_0(h)=\begin{cases}0 & h=0\\ C_0 & h>0\end{cases} \tag{4}$$

$\gamma_1(h)$表示变程为 a_1 时的球状模型，即：

$$\gamma_1(h)=\begin{cases}C_1\left(\frac{3}{2}\frac{h}{a_1}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{a_1^3}\right) & 0\leqslant h\leqslant a_1\\ C_1 & h>a_1\end{cases} \tag{5}$$

$\gamma_2(h)$表示变程为 $a_2(a_2>a_1)$时的球状模型，即：

$$\gamma_2(h)=\begin{cases}C_2\left(\frac{3}{2}\frac{h}{a_2}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{a_2^3}\right) & 0\leqslant h\leqslant a_2\\ C_2 & h>a_2\end{cases} \tag{6}$$

由 $\gamma_0(h)$，$\gamma_1(h)$和 $\gamma_2(h)$构成的套合结构模型[1]为：

$$\gamma(h)=\gamma_0(h)+\gamma_1(h)+\gamma_2(h) \tag{7}$$

即：

$$\gamma(h)=\begin{cases}0 & h=0\\ C_0+\frac{3}{2}\left(\frac{C_1}{a_1}+\frac{C_2}{a_2}\right)h-\frac{1}{2}\left(\frac{C_1}{a_1^3}+\frac{C_2}{a_2^3}\right)h^3 & 0<h\leqslant a_1\\ C_0+C_1+C_2\left(\frac{3}{2}\frac{h}{a_2}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{a_2^3}\right) & a_1<h\leqslant a_2\\ C_0+C_1+C_2 & h>a_2\end{cases} \tag{8}$$

通过分段最优拟合建立套合的半方差函数理论模型后，还必须对其进行显著性检验。常用的检验模

型的参数[1]有 3 个：残差平方和 Q，标准误差 S 和决定系数 R^2，可通过方差分析（F 检验）进一步检验。

1.2 试验设计

试验在北京市海淀区东北旺乡中德合作项目试验区内进行。土壤类型为草甸褐土，表层 0～10cm 土壤的质地为砂壤土，平均容重为 1.55g/cm^3，平均饱和含水量为 0.50 m^3/m^3，有机质、全氮、全磷、全钾和 $CaCO_3$ 含量分别为 2.05%、0.114%、0.106%、1.89% 和 5.27%，交换性离子含量（CEC）为 11.1cmol/kg，pH（1:1）值为 7.9，电导率（土水比 1:1）为 0.54mS/m。

该试验在 1 个面积为 90m×90m 的大区（称为 L 区），内套 1 个 30m×30m 的中区（称为 M 区），再内套 1 个 10m×10m 的小区（称为 S 区），共 3 个套合在一起的区域中进行。1999 年 6 月 24 日播种夏玉米（京星 114），行向为南北方向，行距是 70cm，株距是 22～25cm，每公顷的株数为 6 万株。

将 L，M 和 S 3 个尺度的试验区分别划分为 81 个大小各为 10m×10m，3.3m×3.3m，1.1m×1.1m 的正方形。以网格交叉点作为测定点，各区都有 100 个测定点。1999 年 7 月 19 日用波兰产 FOM/mts 时域反射仪（time domain reflectometry，简称 TDR）在每个测定点同时测定表层 0～10cm 土壤体积含水量 θv（m^3/m^3）和混合土壤电导率 σ（Ds/m）。

2 结果与分析

2.1 土壤体积含水量及电导率的传统统计学分析

土壤含水量的统计结果（表 1）表明，S 尺度的土壤含水量比其它 2 个尺度的低，且其平均值和中值间的差异较大。各尺度土壤含水量的极差（最大值－最小值）约为 0.071～0.188 m^3/m^3，其中 S 尺度的较大。标准差约为 0.036～0.038 m^3/m^3，变异系数为 17.11%～19.52%，各尺度间比较接近。

表 1　描述统计特征值

Table 1　Descriptive statistics

土壤特性 Soil parameter	处理小区 Treatment	样本数 Sample number	平均值 Mean	中值 Median	最小值 Minimum	最大值 Maximum	标准差 Standard error	变异系数 CV%
	L	100	0.211	0.208	0.137	0.306	0.038	18.11
θv	M	100	0.204	0.202	0.129	0.297	0.036	17.77
m^3/m^3	S	100	0.192	0.186	0.108	0.296	0.037	19.52
	L	100	0.183	0.170	0.100	0.540	0.068	37.31
σ	M	100	0.181	0.175	0.100	0.420	0.053	29.17
dS/m	S	100	0.156	0.140	0.070	0.360	0.055	35.04

混合土壤电导率 σ 是土壤固液气三相混合的电导率，反映土壤盐分状况，约为 0.070～0.540dS/m，其中 S 尺度的平均值比其它 2 个尺度的低。3 个尺度电导率的平均值和中值相差较大。各尺度的极差约为 0.290～0.440dS/m，标准差约为 0.053～0.068dS/m，变异系数为 29.17%～37.31%，各尺度间差别较大。从变异系数和标准差可知，各尺度土壤电导率变异比土壤含水量大得多。

从各尺度土壤含水量和混合电导率的统计分布特征（表 2）中可知，各尺度含水量都呈一定程度的正偏。L 和 M 尺度的土壤含水量呈一定程度的低峰态，S 尺度的呈一定程度的高峰态。经分布检验，L 和 M 尺度的土壤含水量在 3 个置信度下呈正态或对数正态分布，S

尺度的只在0.01的置信度下呈对数正态分布。

土壤电导率的分布都呈严重的正偏和高峰态。S尺度的电导率不呈正态或对数正态分布;M尺度的仅在置信度为0.01时呈正态或对数正态分布,较高置信度时呈对数正态分布;L尺度仅在置信度为0.05和0.01时呈对数正态分布。

表2 分布特征检验

Table 2 Characterization and verification of distribution

处理小区 Treatment	土壤特性 Soil parameter	样本数 Sample number	偏度系数 Skewness	峰值系数 Peakedness	KSt1	KSt2	$\alpha_{0.10}$	$\alpha_{0.05}$	$\alpha_{0.01}$
L	θv	100	0.406	-0.458	0.076	0.054	+o	+o	+o
M	θv	100	0.146	-0.367	0.047	0.052	+o	+o	+o
S	θv	100	0.630	0.161	0.131	0.094	-	-	o
L	σ	100	1.953	6.480	0.149	0.083	-	o	o
M	σ	100	1.074	2.612	0.096	0.061	o	o	+o
S	σ	100	1.413	2.064	0.184	0.139	-	-	-

注:KSt1和KSt2分别为未变换和经对数变换后的Kolomogorov-Smirnov正态统计量,$\alpha_{0.10}$、$\alpha_{0.05}$和$\alpha_{0.01}$分别代表置信度为0.10、0.05和0.01,该三个置信度下其临界值(KSc)分别为0.080、0.089和0.103,"+"、"o"和"-"分别表示在相应置信度下呈正态、对数正态分布和不为此两种分布中任何一种。

Note: KSt1 and KSt2 mean the Kolomogorov-Smirnov test statistic for a normal distribution by unchanging or logarithmic transforming the variable. Critical value(KSc) of KSt1 or KSt2 is 0.080, 0.089 and 0.103 at 0.10 ($\alpha_{0.10}$), 0.05 ($\alpha_{0.05}$) and 0.01 ($\alpha_{0.01}$) confidence level, respectively. "+", "o" and "-" mean normal, logarithmic normal and other distribution.

2.2 半方差函数

从表3可知,各尺度土壤含水量和电导率的空间结构可用球状模型描述。结果表明,土壤含水量和电导率的变程分别约为2.2~19.8m和2.5~17.2m。不同尺度土壤含水量和电导率的空间变异结构函数差别较大。如果用单独一个尺度的模型描述此三个尺度下土壤含水量和电导率的空间变异结构是不合适的,需要研究不同尺度的套合结构模型。从分维数的结果可知,S和M尺度土壤含水量的分维数较小且较接近,而L尺度下土壤含水量的分维数增大。各尺度下电导率的分维数,以S尺度最小。

2.3 套合结构分析

用各尺度的土壤含水量和电导率的测定值,重新计算半方差,绘制半方差图(图1),然

表3 半方差函数模型

Table 3 Models of semivariogram

处理小区 Treatment	土壤特性 Soil parameter	模型 Model	C0	C1	a/m	SSQ	Rμ	$R\sigma^2$	分维数 Fractal dimension
L	θv	球状	0	0.00145	19.820	4.239E-06	0.01182	1.000	1.974
M	θv	球状	0	0.00130	6.015	1.424E-06	-0.00684	1.000	1.967
S	θv	球状	0	0.00133	2.175	2.200E-05	-0.02694	1.000	1.969
L	σ	球状	0	0.00414	17.220	1.231E-05	0.02015	1.000	1.947
M	σ	球状	0	0.00261	6.035	1.192E-05	-0.01982	1.000	1.961
S	σ	球状	0	0.00265	2.529	7.263E-06	-0.01529	1.000	1.926

后分段进行最优拟合，结合公式(4)～(8)得到套合的(公式 9 和 10)和各尺度独立的半方差函数(表 4)，最后对套合的半方差函数进行验证。

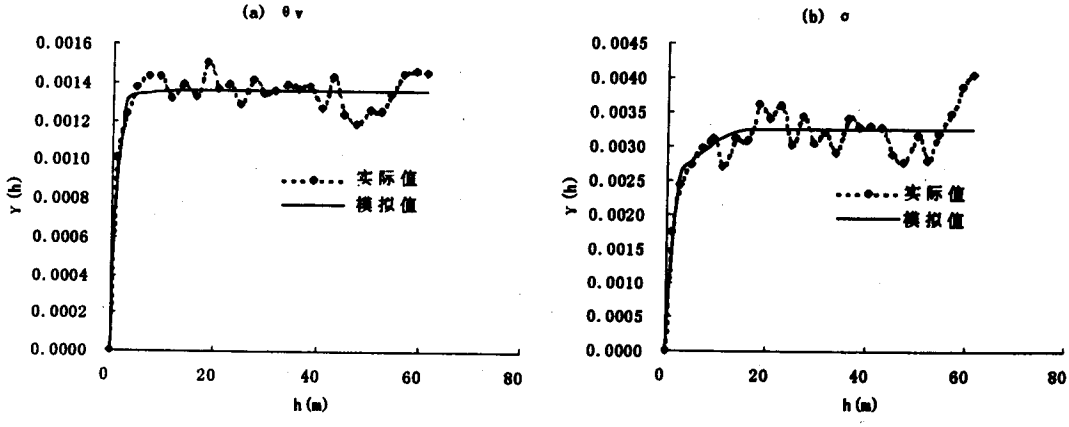

图 1　单一方向套合模型的拟合

Fig.1　Nested models in a direction

土壤含水量的套合结构模型为：

$$\gamma(h)=\begin{cases}0 & h=0\\ \frac{3}{2}\left(\frac{0.001243}{2.175}+\frac{0.000084}{6.015}+\frac{0.000033}{19.820}\right)h-\frac{1}{2}\left(\frac{0.001243}{2.175^3}+\frac{0.000084}{6.015^3}+\frac{0.000033}{19.820^3}\right)h^3 & 0<h\leqslant 2.175\\ 0.001243+\frac{3}{2}\left(\frac{0.000084}{6.015}+\frac{0.000033}{19.820}\right)h-\frac{1}{2}\left(\frac{0.000084}{6.015^3}+\frac{0.000033}{19.820^3}\right)h^3 & 2.175<h\leqslant 6.015\\ 0.001327+0.000033\left(\frac{3}{2}\frac{h}{19.820}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{19.820^3}\right) & 6.015<h\leqslant 19.820\\ 0.00136 & h>19.820\end{cases} \tag{9}$$

表 4　套合半方差函数模型的组成及检验

Table 4　Component of nested models and their validation

处理小区 Treatment	土壤特性 Soil Parameters	模型 Model	C0	C1	a/m	Q	S	R^2	F
L	θv	球状	0	0.000033	19.820				
M	θv	球状	0	0.000084	6.015	2.05E-07	8.71E-05	0.8991	240.53**
S	θv	球状	0	0.001243	2.175				
L	σ	球状	0	0.000783	17.220				
M	σ	球状	0	0.000234	6.035	2.60E-06	3.10E-04	0.8248	127.12**
S	σ	球状	0	0.002233	2.529				

注：**表示极显著 Note: ** means significant difference

结果表明，不同尺度时不能用 1 个单一的半方差函数描述土壤含水量和电导率的空间变异，用套合结构模型能更好地描述(图 1，公式 9 和 10)。从表 4 中可知，土壤含水量在 S 尺度时空间异质性强，随着尺度增大，有逐渐均匀的趋势，可能是由于在更大尺度下，土壤含水量的独立性增强，从而导致分布的随机性增强。电导率在 S 尺度时空间异质性也很强，M 尺度时减弱，但 L 尺度时又增强，原因可能是人为的施肥等措施导致土壤电导率的空间变

异性较大;随着尺度的增大,人为影响的相对减弱,则M尺度的电导率分维数变大。但到L尺度时,可能受田间土地平整程度等的影响,土壤电导率的分维数又变小,变异程度又变大;另外,经过对套合模型进行检验,从残差Q,标准差S和决定系数R^2可知,所获得的套合模型具有较高的拟合精度,经F检验为极显著。

电导率的套合模型为:

$$\gamma(h)=\begin{cases}0 & h=0\\ \frac{3}{2}\left(\frac{0.002234}{2.529}+\frac{0.000234}{6.035}+\frac{0.000783}{17.220}\right)h-\frac{1}{2}\left(\frac{0.002233}{2.529^3}+\frac{0.000234}{6.035^3}+\frac{0.000783}{17.220^3}\right)h^3 & 0<h\leqslant 2.529\\ 0.002233+\frac{3}{2}\left(\frac{0.000234}{6.035}+\frac{0.000783}{17.220}\right)h-\frac{1}{2}\left(\frac{0.000234}{6.035^3}+\frac{0.000783}{17.220^3}\right)h^3 & 2.529<h\leqslant 6.035\\ 0.002467+0.0000783\left(\frac{3}{2}\frac{h}{17.220}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{17.220^3}\right) & 6.035<h\leqslant 17.220\\ 0.00325 & h>17.220\end{cases} \quad (10)$$

3 结论

3.1 各尺度间土壤含水量的标准差和变异系数比较接近而电导率的差别较大。

3.2 在L和M尺度下土壤含水量在3个置信度下呈正态或对数正态分布,在S尺度下只在0.01的置信度下呈对数正态分布;在L尺度下土壤电导率仅在信度为0.05和0.01时呈对数正态分布,在M尺度下仅在信度为0.01时正态或对数正态分布,较高信度时呈对数正态分布,在S尺度下不呈正态或对数正态分布。

3.3 各尺度下土壤含水量和电导率的空间结构可用球状模型描述,其变程分别为2.2~19.8m和2.5~17.2m;不同尺度下土壤含水量和电导率的空间变异结构函数差别较大。

3.4 用套合结构模型能更好地描述不同尺度土壤含水量和电导率的空间变异性。

参考文献:

[1] Wagenet R J. Scale issues in agroecological research chains[J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 1998, 50: 23-34.

[2] 王政权. 地统计学及在生态学中的应用[M]. 北京:科学出版社,1999.

[3] Mallarino A P. Spatial variability patterns of phosphorus and potassium in no-tilled soils for two sampling scales[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1996, 60:1473-1481.

[4] Hergert G W, Ferguson R B, Shapiro C A, Penas E J, Anderson F B. Classical statistical and geostatistical analysis of soil nitrate-N spatial variability[A]. *In*: Robert P C, Rust R H, Larson W E(eds.). Proceedings of site-specific management for agriculture systems[M]. WI:ASA-CSSA-SSSA, 1995. 175-186.

[5] 史海滨, 陈亚新. 土壤水分空间变异的套合结构模型及区域信息估值[J]. 水利学报, 1994, (7): 70-77;89.

[6] 鲁植雄, 张维强, 潘君拯. 分形理论及其在农业土壤中的应用[J]. 土壤学进展, 1994, 22(5):40-45;35.

[7] 龚元石, 廖超子, 李保国. 土壤含水量和容重的空间变异及其分形特征[J]. 土壤学报, 1998, 35(1):10-15.

[8] Journel A G, Huijbregts C J. Mining geostatistics[M]. London. Academic Press. UK. 1978.

[9] Clark I. Practical geostatistics[M]. Applied Science LTD. London, 1981.

Spatial variability of soil water content and electrical conductivity in field for different sampling scales and their nested models

LI Zi-zhong, GONG Yuan-shi

(*Dept. of Soil and Water Sciences, China Agric. Uni., Beijing 100094, China*)

Abstract: Using geostatistics, spatial variability of soil water content and bulk soil electrical conductivity was analyzed in the L (90m × 90m), M(30m × 30m, nested in the L) and S (10m × 10m, nested in the M) area of summer maize fields. The results indicated that, no significant differences were in the standard error and coefficient of variation (CV%) of soil water content among the different scales, but such differences were in bulk soil electrical conductivity. Water content was distributed normally or log normally in L and M, but it was only distributed log normally for 0.01 confidence level in S area. Electrical conductivity was not distributed normally or log normally in S, but it was distributed normally or log normally for 0.01 confidence level, log normally for higher confidence levels in M, and log normally for 0.05 and 0.01 confidence levels in L area. Semivariograms showed spherical models with the range of 2.2～19.8m and 2.5～17.2m for water content and electrical conductivity among different scales. And it was suggested that nested models should be created when significant differences were showed among the models of different scales. In addition, nested models were used to describe the spatial variability of soil water content and electrical conductivity among the different scales.

Key words: soil water content; bulk electrical conductivity; spatial variability; different scales; nested model