

非饱和带岩性平均粒径的空间变异性研究^{*}

刘小燕, 朝伦巴根, 刘廷玺, 王亮

(1 内蒙古农业大学 水利与土木建筑工程学院, 呼和浩特 010018)

摘要: 通过统计分析方法确认筛分试验法得到的非饱和带平均粒径和定性测定法得到的平均粒径可作为协同区域化变量的基础上, 通过将筛分试验平均粒径数据作为主变量, 利用与它有协同区域化关系的定性测定法获取的非饱和带大量平均粒径数据用协同克里格法对研究区非饱和带平均粒径进行了大尺度估值。用估值结果对非饱和带平均粒径变异性进行了分析评价, 给出了平均粒径空间变异分区图。

关键词: 非饱和带; 平均粒径; 空间变异性; 协克立格法

中图分类号: P333.3; P333.9

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2009)04-0094-06

A Study on Spatial Variability of Average Grain Diameter of Rock Formation in Unsaturated Zone

LIU Xiao-yan, CHAOLUN Ba-gen, LIU Ting-xi, WANG Liang

(College of Hydraulic and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University, Huhhot 010018, China)

Abstract: This paper is based on the identification by that the average grain diameter by size grading approach and by qualitative determination approach can work as co-regionalized variable, then took more average grain diameter information by qualitative determination approach and let them as main variables to estimate average grain diameter of rock formation of unsaturated zone in large scale by co-kriging approach. The variability of average grain diameter of rock formation of unsaturated zone has been analyzed by those estimated information and the spatial variability map for average grain diameter of rock formation of unsaturated zone has been given too. This study not only got accuracy results but also provide a simple approach for getting the spatial variability of average grain diameter of rock formation of unsaturated zone.

Key words: unsaturated zone; average grain diameter of rock formation; spatial variability; co-Kriging

1 引言

地质统计学是研究区域化变量空间变异性的有力工具。Aboufirassi M 和 Martin M A^[1]、Shakeel Ahmed 和 Ghislain de Marsily^[2-3] 用协克立格法最优估计了含水层导水系数; Clifton Peter M 和 Neuman Shlomo P^[4] 用克立格法和反演模型对区域含水层进行了条件模拟; Neuman Shlomo P^[5] 将地质统计学用于地下水水文学的反演问题; 朝伦巴根、刘廷玺等^[6-10] 用泛克立格模型研究了区域含水层渗透系数空间变异性、用时间因子克立格模型、多时段泛克立格模型和协克立格模型研究了水文随机变量插

值与预报。

非饱和带岩性直接影响土壤各种理化特性及水分保持和运移情况, 因此在大气降雨、地表水、土壤水、地下水(四水)在非饱和带相互转化关系中的起到媒介和传播作用。因而, 充分地认识非饱和带岩性及其空间变异性对揭示非饱和带中四水转换机理具有重要意义。

非饱和带岩性通常用土壤的粒径级配来表示。获得土壤级配数据, 要实地采样, 通过筛分试验做出粒径级配曲线。在较大尺度研究区通过采样—筛分—做粒径级配曲线的方法研究非饱和带岩性及其空间变异性能获得理想结果, 但耗费的人力物力相当

^{*} 收稿日期: 2009-01-14

基金项目: 博士后基金资助(32830); 国家自然科学基金(50769003)

作者简介: 刘小燕(1966-), 女, 内蒙古乌兰察布市人, 博士后, 从事地质统计学在水文插值预报中的应用研究。E-mail: liuxy6675@yahoo.com.cn

通信作者: 朝伦巴根(1940-), 男(蒙古族), 内蒙古兴安盟人, 教授, 博士生导师, 从事水资源规划利用研究。E-mail: Chaolunbag@ncast.org.cn

可观。为此,我们在研究区通过踏勘选一定数量的采样点,并按采样-筛分-做粒径级配曲线获得岩性平均粒径信息。与此同时有经验的野外工作人员又在这些采样点进行了干测、湿测法并用的岩性定性测定工作。对采样点上同时进行的颗分实验和干测、湿测法并用的岩性定性测定法所得平均粒径数据进行对比、分析和统计计算,证明颗分实验所得非饱和带岩性平均粒径和定性测定法得到的平均粒径可作为协同区域化变量。在此基础上有经验的野外工作人员,在研究区以按一定比例尺设定的定性采样点上用采样钻分层采样,通过干测、湿测并用的定性测定法判定出各层岩性,依据国际制土壤质地分类标准计算出定性测定法平均粒径。研究区非饱和带岩性平均粒径的空间变异性就利用定性测定法得到的平均粒径数据和与它有协同区域化关系的颗分试验法得到的平均粒径数据用协同克立格法进行了分析与评价,不仅取得满意结果,而且也提供了一种省力省钱的方法。

2 研究区概况及获取非饱和带岩性平均粒径试验

研究区地处西辽河冲淤积平原中部(图 1),面积为 1 137.0 km²,该区地形开阔平缓,地面坡降为 7/10000~ 8/10000。

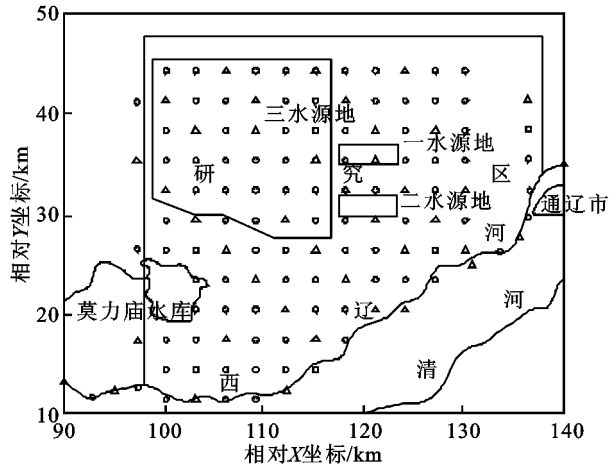


图 1 非饱和带岩性实验点分布

本区非饱和带岩性主要受近代河流冲淤积及风蚀、剥蚀影响,地层结构在垂向上自下而上颗粒由粗变细;水平方向上自北向南东,土壤质地由砂质土逐渐向黏质土转变。

在 1 137 km² 的研究区,以 3 km× 3 km 的正方形网格布设了 147 个非饱和带岩性采样点(图 1),其中的 44 个测点上开展了两种试验,并计算了非饱和带岩性平均粒径: (1) 颗分试验。分层取样、筛分、

绘制粒径级配曲线、计算非饱和带岩性平均粒径, (2) 干-湿法定性判定土壤质地,根据国际制土壤质地分类标准计算非饱和带岩性平均粒径。其余 103 个采样点分层取土样,用干-湿法定性测定法判定了土壤质地,计算了非饱和带岩性平均粒径。

2.1 颗分试验法、定性测定法所得平均粒径构成协同区域化变量可行性分析

由于协同区域化变量必须在空间上相关,因此利用 44 个采样点颗分试验法、定性测定法所得平均粒径进行了统计分析。

2.1.1 颗分试验法平均粒径的计算 令 $DAVG_{ji}^{SY}$ 为通过颗分试验得到的 j 采样点处 i 层中各粒组的平均粒径(mm), D_j^{SY} 为颗分试验的 j 采样点处非饱和带岩性平均粒径。平均粒径的计算式如式(1)、式(2)。

$$DAVG_{ji}^{SY} = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^L d_{jil} P_{jil}^{ST}; j = 1, 2, \dots, 44; i = 1, 2, \dots, I_j \quad (1)$$

$$D_j^{SY} = \frac{\sum_{i=1}^{I_j} h_{ji} DAVG_{ji}^{SY}}{\sum_{i=1}^{I_j} h_{ji}}; j = 1, 2, \dots, 44 \quad (2)$$

式中: $DAVG_{ji}^{SY}$ ——通过颗分试验得到的 j 采样点处 i 层中各粒组的平均粒径(mm); D_j^{SY} ——颗分试验的 j 采样点处非饱和带岩性平均粒径; d_{jil} —— j 点 i 层 l 种粒径级配的粒级; P_{jil}^{SY} —— j 采样点处 i 层 l 种粒径级配; h_{ji} —— j 点处 i 层岩性厚度; L —— j 采样点处 i 层的粒组数; I_j —— j 采样点处非饱和带岩性分层数。

2.1.2 定性测定法的平均粒径计算 令定性测定的 k 种岩性($k=1$ 表示粗砂, $k=2$ 表示中粗砂, ...) 的统计平均粒径为 DR_k^{MG} , 那么

$$DR_k^{MG} = \frac{1}{N_k} \sum_{Y_{ji}=k} DAVG_{ji}^{SY}; \forall k \quad (3)$$

式中: N_k ——所有定性测定法采样点中判定为 k 种岩性的层数; Y_{ji} ——定性测定法测定的 j 处 i 层岩性序号。事实上 DR_k^{MG} 等于定性测定法在所有采样点上判定为 k 种岩性层颗分试验平均粒径 $DAVG_{ji}^{SY}$ 的平均值。

经定性测定的 n 点处 i 层土壤质地的平均粒径为 $DAVG_{ni}^{MG}$, 当层序号与岩性种类序号相等时($Y_{ni} = k$)有:

$$DAVG_n^{MG} = DR_k^{MG} \quad (4)$$

因此,定性测定法测定的 n 点处非饱和带平均粒径 D_k^{MG} 为:

$$D_n^{MG} = \frac{\sum_{i=1}^{I_n} h_{ni} DAVG_{ni}^{MG}}{\sum_{i=1}^{I_n} h_{ni}}; n = 1, 2, \dots, 147 \quad (5)$$

式中: h_{ni} ——定性测定法测定的 n 处 i 岩性层厚度;
 I_n ——定性测定法测定的 n 处 i 岩性层总数。

2.2 统计结果分析

对两种方法得到的平均粒径(D_n^{MG} 和 D_j^{SY}) 进行了统计分析, 基本的统计参数见表 1。

表 1 颗分试验法、定性测定法计算的平均粒径基本统计参数

mm		
变量	定性测定法平均粒径	颗分试验法平均粒径
最小值	15.95	14.21
最大值	35.68	43.59
均值	23.81	25.33
方差	10.76	37.17
离差系数	0.1378	0.2407

注: 相关系数: 0.7585

由表 1 可见, 定性测定法平均粒径 D^{SY} 变化在 15.95~ 35.68 mm 之间, 差值为 19.73 mm, 离差系数为 0.137 8; 颗分试验法平均粒径 D^{SY} 变化在 14.21~ 43.59 mm 之间, 差值为 29.38 mm, 离差系数为 0.240 7。两者不仅有大的统计相关关系(相关系数为 0.758 5) 及相近的均值, 数据分布呈现近于一维正态分布特征, 因此, 我们确认 D^{MG} 和 D^{SY} 可构成协同区域化变量且具平稳特性。纯定性测定法测定的 103 个采样点平均粒径按式(3) – (5) 计算出。研究区非饱和带岩性平均粒径的空间变异性利用颗分试验法得到的平均粒径数据作主变量, 用与它有协同区域化关系的定性测定法平均粒径数据用协同克立格法进行分析与评价。

3 协克立格法

非饱和带岩性平均粒径的空间变异性用协同区域化变量 D^{MG} 和 D^{SY} 来研究。满足平稳假设的两个协同区域化变量协方差函数是平稳的, 因此有 $\gamma_{kk'}$ $\gamma_{kk'}$ 。用变差函数表示的协同克立格方程组为

$$\begin{cases} \sum_{k'=1}^K \sum_{\alpha_k=1}^{n_k} \lambda_{kk'}^0 \gamma_{kk'}(x_{\alpha_k'}, X_{\alpha_k}) - \mu_{k0}^0 = \gamma_{k0k}(x_0, x_{\alpha_k}), \\ \forall \alpha_k = 1, 2, \dots, n; k = 1, 2, \dots, K \\ \sum_{\alpha_k=1}^{n_k} \lambda_{k0}^0 = 1 \\ \sum_{\alpha_k=1}^{n_k} \lambda_k = 0, \forall k \neq k_0 \end{cases}$$

(6)

总体估计方差为

$$\sigma^2 = \sum_{k=1}^K \sum_{k'=1}^K \sum_{\alpha_k=1}^{n_k} \lambda_{kk'}^0, \gamma_{kk'}(x_0, x_{\alpha_k'}) - \sum_{k=1}^K \mu_k^0$$

(7)

$$Z_{k_0}^* = \sum_{k=1}^K \sum_{\alpha_k=1}^{n_k} \lambda_{kk'}^0 Z_{\alpha_k}^k$$

(8)

式中: $\lambda_{k_0}^0, \lambda_{kk'}^0$ ——主、副变量的权重系数; n_{k_0}, n_k ——主、副变量的样本容量 $\gamma_{kk'}$ 和 $\gamma_{kk'}$ 分别代表协同区域变量 $Z_1(D^{SY})$ 和 $Z_2(D^{MG})$ 的交叉变差函数; $\gamma_{kk}, \gamma_{kk'}$ ——区域化变量直接变差函数。因为协同区域化变量基本满足平稳条件, 所以 $\gamma_{kk'} = \gamma_{kk'}$ 。求解上述线性方程组可得权重 $\lambda_{k_0}^0, \lambda_{kk'}^0$ 和拉格朗日因子 μ_k^0 , 用式(8) 估计 x_0 点处 $Z_1^*(x_0)$ 。

4 稳健直接、交叉实验变差函数的获取及与理论变差函数的拟合

两个协同区域化变量有 44 个样本容量数据, 这些数据不具备完全正态分布特性, $Z_1(D^{SY})$ 和 $Z_2(D^{MG})$ 的各向同性稳健直接变差函数用切尾逼近式逼近。切尾逼近式逼近为:

$$2r^*(h) = \frac{1}{(1-2\alpha)n} \sum_{i=1}^n \beta [Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2$$

$$\beta = \begin{cases} 1 & [\alpha n] + 1 < i < n - [\alpha n] \\ p & i = [\alpha n] + 1 \text{ 或 } i = n - [\alpha n] \\ 0 & i < [\alpha n] + 1 \text{ 或 } i > n - [\alpha n] \end{cases}$$

(9)

$Z_1(D^{SY})$ 、 $Z_2(D^{MG})$ 间的稳健交叉变差函数用式(10)^[11] 计算。

$$\gamma_{kk'}(h) = \frac{1}{2} [\gamma_{kk'}^*(h) - \gamma_k(h) - \gamma_{k'}(h)]$$

(10)

式中: $\gamma_k(h), \gamma_{k'}(h)$ 是协同区域化变量数 Z_1, Z_2 的稳健直接变差函数, $\gamma_{kk'}$ 为新构造的区域化变量 $Z_{11}(x) = Z_1(x) + Z_2(x)$ 的稳健直接变差函数, 它们都用式(9) 逼近。由式(10) 可知协同区域化变量的交叉变差函数用三个直接变差函数计算, 这样大大简化计算交叉变差函数的过程。

表 2、表 3 给出协同区域化变量的稳健直接、交叉变差函数点及与之拟合的理论变差函数– 球状模型。球状模型表达式如式(1)。

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ C_0 + C \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & 0 < h < a \\ C_0 + C & h \geq a \end{cases}$$

(11)

根据协同区域化变量的 44 个样本数据用式(9) 计算的稳健变差函数与球状模型拟合的参数列入表 2。

用 144 个样本数据按式(9) 逼近得出 D^{MG} 不同方向稳健变差函数点, 与之拟合的理论变差函数也为球状模型, 与球状模型拟合的参数列入表 3。

表 2 各向同性假设下的变差函数

$h/$ km	D^{MG}	$h/$ km	D^{SY}	$h/$ km	交叉变
	变差函数/ mm^2		变差函数/ mm^2		差函数/ mm^2
2.5	8.0	5.0	15.5	5.0	12.0
5.0	10.0	9.4	15.4	9.0	8.3
7.5	10.5	14.0	18.0	15.0	11.0
10.8	11.0	20.0	22.0	20.5	11.5
14.0	12.0	26.0	27.5	26.0	13.0
16.0	12.5	33.0	28.0	32.5	14.0
20.0	12.0	40.0	24.9	39.0	12.5
22.5	14.0	45.0	30.0	45.0	17.2
25.5	14.8	56.6	31.0	57.6	15.8
29.5	15.5				
32.5	15.3				
35.0	16.0				
37.5	17.0				
41.0	16.3				
44.0	20.0				
46.5	18.0				
50.0	19.3				
57.6	19.8				

表 3 不同方向 D^{MG} 实验变差函数

$h/$ km	- 45° 方向变差 函数/ mm^2	$h/$ km	45° 方向变差 函数/ mm^2	$h/$ km	90° 方向变差 函数/ mm^2	$h/$ km	0° 方向变差 函数/ mm^2
2.5	8.5	4.0	8.0	2.0	7.4	2.0	7.0
5.5	11.0	6.0	9.8	4.7	9.5	5.0	10.0
9.0	10.5	9.3	11.5	8.0	10.0	8.5	9.0
13.5	9.9	12.8	11.0	11.0	12.0	12.0	12.0
17.0	12.0	15.3	12.9	15.0	13.8	15.0	13.0
21.0	10.5	20.0	14.0	18.5	12.2	18.7	14.0
24.0	15.0	24.0	16.0	22.0	10.5	22.5	10.0
27.5	14.0	29.0	16.5	25.0	15.2	26.0	16.0
30.0	17.5	33.0	16.0	27.0	21.0	30.0	16.5
34.0	16.0	37.0	18.0	30.0	19.4	33.0	16.5
37.0	14.5						
39.0	19.0						

表 4 直接、交叉稳健变差函数与球状模型拟合的参数

变差函数	块金常数 C_0	拱高 C	基台值 $C_0 + C$	变程 a
D^{MG} 的直接变差函数	7.7813	11.7187	19.5000	57.6
D^* 的直接变差函数	12.6470	18.4560	31.1030	56.6
D^{MG} 和 D^{sy} 的交叉变差函数	8.6644	7.0826	15.7470	57.6

5 不同方向变差函数的套合结构

5.1 区域化变量 D^{MG} 的套合结构

D^{MG} 在各方向的理论变差函数均为球状模型, 块金值 C_0 均为 7.7813 mm^2 , 基台值 $C_0 + C$ 均等于 19.5 mm^2 , 但变程 a 各不相同, 其方向变程图(图 2)呈现椭圆状, 说明 D^{MG} 是几何异向性的, 也即非饱和带岩性特征是几何异向性的。

我们选用椭圆方程对该方向变程图进行了最优拟合, 其结果为:

半长轴 $a = 65.624(\text{km})$; 半短轴 $b = 48.355(\text{km})$; 几何异向角 $\theta = 23.73^\circ$; 拉伸比 $k = \frac{a}{b} = 1.357$ 。

5.2 区域化变量 D^{SY} 的套合结构

D^{SY} 只有 44 个数据点, 无法算出各向稳健变差函数, 但 D^{SY} 与 D^{MG} 具有较好的点对点空间相关关系, 因此可以认为 D^{SY} 的直接变差函数和 D^{MG} 、 D^{SY} 之间的交叉变差函数的套合结构与 D^{MG} 套合结构是一样的, 都呈现变化一致的几何异向性。对于每个几何各向异性结构, 均可通过坐标的线性变换 $X' = AX$ 化为各向同性的。各变差函数的套合结构参数见表 4。

表 5 D^{MG} 不同方向稳健直接变差函数与球状模型拟合的参数

方向	块金常数 C_0	拱高 C	基台值 $C_0 + C$	变程 a
0°	7.7813	11.7187	19.5	59.3
90°	7.7813	11.7187	19.5	49.0
45°	7.7813	11.7187	19.5	51.2
- 45°	7.7813	11.7187	19.5	64.9

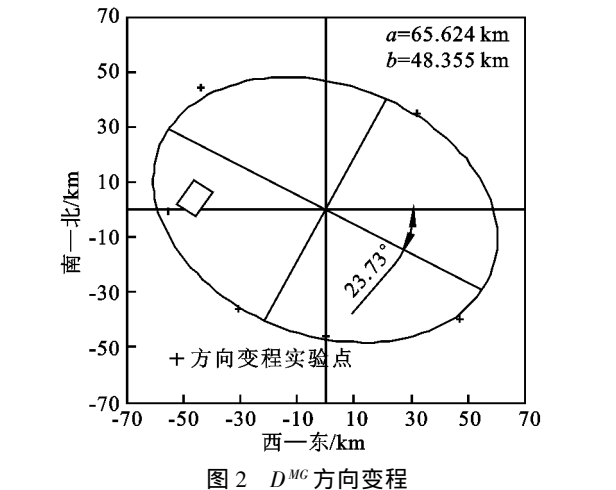


图 2 D^{MG} 方向变程

6 理论变差函数的确认

理论变差函数模型经过检验确认后方可用来进行协同克里格估值。确认的标准:

- (1)平均误差 $Me(i) = \overline{(Z_i^* - Z_i)}$ 近似于零;
- (2)误差的方差近似于平均预测的克里格方差, 则 $Var(Z_i^* - Z_i) = \overline{\sigma_k^2}$;
- (3)误差 $Z_i^* - Z_i$ 的直方图看上去是一个正态分布;

表 6 各变差函数套合结构模型参数

套合模型	C_0	$C_0 + C$	a/km	b/km	K	$\theta/(^{\circ})$
D_n^{MG} 的直接变差函数	7.7813	19.500	65.624	48.355	1.357	23.73
D_j^s 的直接变差函数	12.6470	31.103	65.6245	48.335	1.357	23.73
D_n^{MG} 和 D_j^{sy} 的交叉变差函数	8.6644	15.747	65.624	48.355	1.357	23.73

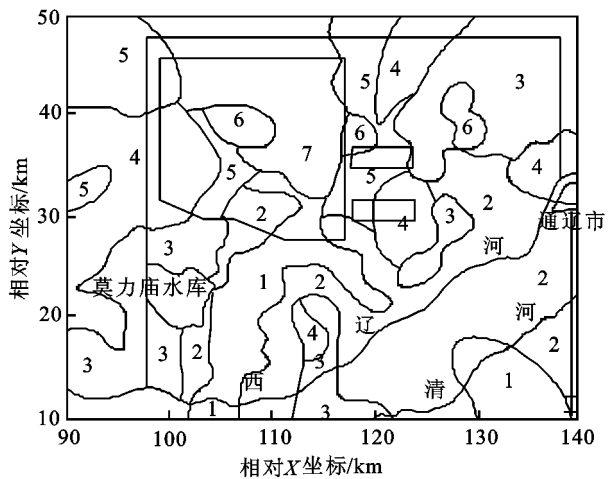


图 4 D^{SY} 分区图

图中数字 1~7 表示 D^{SY} 范围, 1: $< 200 \text{ mm}$; 2: $20 \sim 23 \text{ mm}$; 3: $23 \sim 26 \text{ mm}$; 4: $26 \sim 29 \text{ mm}$; 5: $29 \sim 32 \text{ mm}$; 6: $32 \sim 36 \text{ mm}$; 7: $> 35 \text{ mm}$

7 非饱和带岩性的空间分布特征

根据各空间点的颗分试验、定性测定平均粒径

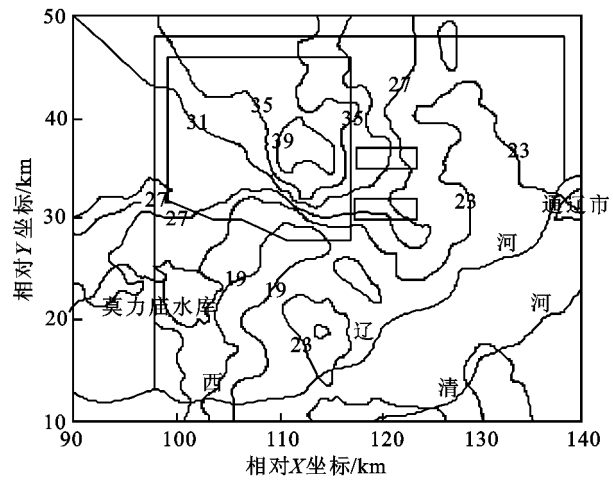


图 3 D^{SY} 等值线图

(4)绝对标准化偏差 $(Z_i^* - Z_i)/\sigma_{k,i}$ 的直方图看上去是一个正态分布, 而且大约 95% 的误差应在 1.96 倍的克里格标准差内。即: $P\{|Z_i^* - Z_i| \leq 1.96 \sigma_{k,i}\} \geq 95\%$ 。

表 6 数据经线性变换后用于协同克里格法进行估计, 估计误差特征值列入表 7。

绝对标准化偏差的直方图(略)也近似正态分布。由此理论变差函数得到确认, 可以用它进行估值与外延数据。

表 7 估计误差特征值

项目	定性测定法	颗分试验法
	平均粒径(D_n^{MG})	平均粒径(D_j^s)
$Me(i)$	-0.07	-0.06
$Var(Z_i^* - Z_i)$	6.22	8.32
$\sigma_{k,i}$	7.63	6.30
$P\{ Z_i^* - Z_i \leq 1.96 \sigma_{k,i}\} / \%$	96.27	95.45

从图 5 中可以看到, 研究区西北部, 非饱和带岩性颗粒较粗, 由西北向东南颗粒逐渐变细, 莫力庙水库东部, 有一狭长的细颗粒区, 这与本区非饱和带地层成因类型是相符的。

从估计方差 $\sigma_{k,SY}^2$ 图可以看到, 整个研究区内, 数据估计方差均小于 20 mm^2 , 研究区外围, 估计方差均大于 20 mm^2 , 这是由于研究区外没有实测数据

点, 以此外推估计不如研究区内。

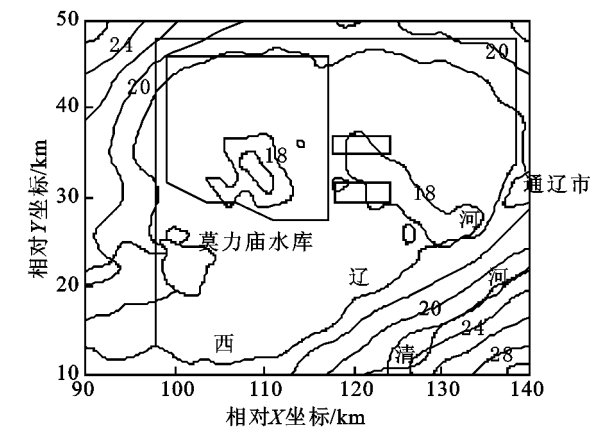


图 5 O_{2V} 等值线图

8 结 论

研究应用有限的岩性试验数据, 对定性测定出的岩性信息进行了量化处理, 应用协同克里格法研究了非饱和带岩性的空间变异性, 准确地揭示非饱和带岩性变化规律, 为非饱和带四水转化关系机理研究提供了坚实的岩性变异依据。这一研究方法对非饱和带岩性垂向上较为均匀, 而水平方向变异显著的平原区尤为适用, 变量的估值精度较高, 又能节省大量的人力物力, 具有广泛的推广应用前景。

参考文献:

[1] Aboufirassi M, Martin M A. Cokriging of aquifer trasmissivities from field measurement of transsmivitiy and specific capacity [J]. Mathematical Geology, 1984, 16(1): 19-35.

(上接第 93 页)

[16] 张德强, 叶万辉, 余清发, 等. 鼎湖山演替系列中代表性森林凋落物研究 [J]. 生态学报, 2000, 20(6): 938-944.

[17] 周礼恺. 土壤酶学 [M]. 北京: 科学出版社, 1987.

[18] Fioretto A, Papa S, Curcio E, et al. Enzyme dynamics on decomposing leaf litter of Cistus incanus and Myrtus communis in a Mediterranean ecosystem [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2000, 32: 1847-1855.

[19] 骆宗诗, 向成华, 慕长龙. 绵阳官司河流域主要森林类型凋落物含量及动态变化 [J]. 生态学报, 2007, 27 (5): 1772-1781.

[20] 阎德仁, 王晶莹, 杨茂仁. 落叶松人工林土壤衰退趋势 [J]. 生态学杂志, 1997, 16(2): 62-66.

[21] 陈立新, 肖洋. 大兴安岭林区落叶松林地不同发育阶段土壤肥力演变与评价 [J]. 中国水土保持科学, 2006, 4(5): 50-55.

[22] Sumners W H, Archibold O E. Exotic plant species in

[2] Shakeel Ahmed, Ghislain de Marsily. Comparison of geostatistical methods for estimation transmissivity using data on transmissivity and specific capacity [J]. Water Resources Research, 1987, 23(9): 1717-1737.

[3] Shakeel Ahmed, Ghislain de Marsily, Alain Talbot. Combined use of hydraulic and electrical properties of an aquifer in a geostatistical estimation of tranmissivity [J]. Ground water, 1988, 26(1): 78-86.

[4] Clifton Peter M, Neuman Shlomo P. Effects of Kriging and inverse modeling on conditional simulation of the Avra Vally aquifer in southern Arizona [J]. Water Resources Research, 1982, 18(4): 1215-1234.

[5] Neuman Shlomo P. A statistical approach to the inverse problem of aquifer hydrology [J]. Geology Society of AM special paper, 1982, 18(4): 81-102.

[6] Chaolunbagen, Liu Tingxi. The Study of Spatial Variability on Aquifer hydraulic Conductivity. K [J]. Acta Geologica Sinica, 1995, 8(2): 197-207.

[7] 朝伦巴根, 和泰, 刘廷玺, 等. 含水层渗透参数 K 空间变异性研究 [J]. 地质学报, 1994, 68(4): 358-367.

[8] 刘廷玺, 朝伦巴根. 多时段泛克立格空间估计理论及其在水文领域中的应用 [J]. 水利学报, 1995, (2): 76-83.

[9] 王亮, 朝伦巴根. 基于非列线数据的泛克立格法在地下水位空间变异性研究中的应用 [J]. 水资源与水工程学报, 2007, 18(4): 27-31.

[10] 王亮, 朝伦巴根, 金菊良, 等. 基于孔穴效应的时空变差函数在水文数据插补延长中的应用 [J]. 水文, 2008, 28(6): 15-20.

[11] 张仁铎. 空间变异理论及应用 [M]. 北京: 科学出版社, 2005.

the southern boreal forest of Saskatchewan [J]. Forest Ecology and Management, 2007, 251: 156-163.

[23] 陈立新, 陈祥伟, 段文标. 落叶松人工林凋落物与土壤肥力变化的研究 [J]. 应用生态学报, 1998, 9(6): 581-586.

[24] Zheng Y S, Ding Y X. Effect of mixed forests of Chinese fir and Tsoong's tree on soil properties [J]. Pedosphere, 1998, 8(2): 161-168.

[25] 黄宇, 汪思龙, 冯宗炜, 等. 不同人工林生态系统林地土壤质量评价 [J]. 应用生态学报, 2004, 15(12): 2199-2205.

[26] 蒋文伟, 俞益武, 姜培坤, 等. 湖州主要森林类型土壤肥力的灰色关联度分析与评价 [J]. 生态学杂志, 2002, 21(4): 18-21.

[27] 姜春前, 徐庆, 姜培坤. 不同森林植被下土壤化学和生物化学肥力的综合评价 [J]. 林业科学研究, 2002, 15 (6): 700-705.