

文章编号: 1000-0240(2009)02-0275-09

基于块克里金的土壤水分点观测向像元尺度的尺度上推研究

冉有华, 李 新

(中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 遥感与地理信息科学研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 土壤水分是陆面水文过程的一个重要分量, 土壤水分的地面点观测与卫星观测的尺度是不匹配的, 用点观测数据进行遥感反演结果的验证或者融合这两种观测都需要开展点观测数据向卫星像元尺度的尺度上推研究. 土壤水分时空异质性的分析和描述是进行尺度上推的基础, 地统计方法是描述连续随机变量空间结构的经典方法. 应用块克里金法分别将黑河寒区遥感试验阿柔试验区 2008 年 4 月 1 日与 L 波段微波辐射计同步的地面液态含水量和含冰量点观测数据经过尺度转换, 得到与遥感像元相匹配的像元平均估计值和标准差, 可用于该天 L 波段微波辐射计土壤液态含水量和含冰量反演结果的真实性检验. 估计结果充分利用了像元临近位置的观测, 得到了比直接的采样平均更合理的块估计结果. 对块克里金估计值与采样平均值进行比较, 发现两种结果趋势是一致的, 块克里金法提供了更为合理的块估计结果. 土壤水分空间结构的时间变异、小尺度的土壤特性的变化和测量误差都会对估计结果带来一定的不确定性.

关键词: 土壤水分; 尺度转换; 空间异质性; 遥感

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A

0 引言

土壤水分是陆面水文过程的一个重要分量^[1], 降水的渗透、径流的产生和陆地表层显热、潜热的变化及植被生长等过程都与土壤水分强烈相关^[1-2]. 由于受土壤特性、地形、植被、各种地表过程以及人类活动的影响, 土壤水分在空间上的分布常常很不均匀、在时间上也不稳定, 时空尺度效应显著. 在一种尺度上观测到的性质, 总结出的原理和规律, 在另一个尺度上可能不存在、不适用或者需要修正^[3]. 土壤水分的尺度问题已成为当今水文学研究最为前沿的问题之一^[4-5].

对某一自然过程的认识往往通过一定的观测来实现, 观测同样存在尺度问题, 且与采样策略有关, 与采样的模式(空间分布)、密度、方向有关^[6]. 土壤水分的观测在点上一般采用时域反射仪

(TDR)、中子仪和烘干称重法等方法, 在空间上可以通过遥感方法. 地面点观测数据精度一般较高, 可用于遥感信息的标定和反演结果的验证. 但是这两种观测对应于不同的尺度, 强烈的土壤水分时空异质性导致即使同一时刻的土壤水分点观测也不能代表相应时刻遥感像元尺度的观测, 同时一定的采样策略又同时影响着观测尺度. 因此, 如何实现地面点尺度的土壤水分观测向卫星像元尺度的尺度上推得到了许多研究人员的关注. 如 Crow 等^[7]讨论了结合模型模拟和地面场尺度观测的土壤水分尺度上推方案; Teuling 等^[2]选择了 3 个不同的地理和气候条件的区域, 分析了不同采样策略下观测的根区土壤水分的时空异质性和不确定性, 并研究了对根区土壤水分平均值估计的影响; Gabriëlle 等^[1]在分析了点土壤水分观测误差及空间结构的基础上, 采用一个简单的线性关系利用累积概率函数匹配的

收稿日期: 2009-01-22; 修订日期: 2009-03-19

基金项目: 中国科学院西部行动计划(二期)项目(KZCX2-XB2-09); 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB714400)资助

作者简介: 冉有华(1980—), 男, 甘肃镇原人, 助理工程师, 2008 年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获硕士学位, 主要从事遥感、GIS 和多源信息融合方法在陆面过程研究中的应用研究、地表要素的时空尺度转换和科学数据共享与服务.

E-mail: ranyh@lzb.ac.cn

办法进行田间土壤水分平均值的估计; Famiglietti 等^[8]和 Mohanty 等^[9]分别研究了 SGP97(<http://hydrolab.arsusda.gov/sgp97>)水文试验中遥感像元尺度时空异质性及其与土壤、坡度和植被的关系; Michael 等^[10]研究了 SMEX02 试验中利用已有的土壤水分观测网络, 经过尺度转换进行流域尺度 AMSR 卫星土壤水文观测的验证. 李海滨等^[11]用点克里金方法对基于中国 102 个气象站点 1 m 土层四个季节的土壤水分观测值进行了大尺度区域土壤水分的估计, 结果表明: 克里金方法总体估计精度较高, 采样点数量及分布对估计结果的精度有较大影响; 张继光等^[12]利用地统计方法对喀斯特洼地表层土壤水分的空间异质性和尺度效应进行了研究, 发现土壤水分的空间异质性随着平均含水量的增加而减小.

众多研究表明^[1-2, 6, 13-17], 土壤水分时空异质性的分析和描述是进行尺度上推的基础, 地统计方法是研究连续随机变量空间结构的经典方法^[6-14]. 本文应用块克里金(Block Kriging)方法, 基于“黑河遥感-地面同步试验”^[18]与机载微波遥感同步的地面土壤水分观测, 进行遥感像元尺度土壤水分平

均值的估计, 用于航空遥感土壤水分的真实性检验.

1 数据与方法

1.1 试验区介绍

阿柔乡(100°26' N, 38°03' E)位于黑河流域上游子流域的八宝河流域中部的河谷地带, 如图 1 所示. 平均海拔 3 010 m, 地势开阔平坦, 植被覆盖类型为草地, 土壤类型为高山草甸土. 试验区北部八宝河从西向东穿过, 河的北面是公路, 是“黑河遥感-地面同步试验”土壤水分的加密观测区之一.

1.2 土壤含水量观测

在“黑河遥感-地面同步试验”中, 在对于非成像且分辨率较粗的微波辐射计航空遥感观测, 由于难以布置规则的网格状样方进行同步观测, 因此采取样带采样方式. 方案是沿垂直航线方向, 设置多个长约 1~2.5 km 的样带, 样带间隔约等于微波辐射计的分辨率, 在每条样带上每隔 100 m 进行地面同步测量.

图 1 表示了阿柔试验区土壤水分微波辐射计航空同步采样点的设置. 试验区中心靠南有一个固定气象站, 包含 6 层(10 cm、20 cm、40 cm、80 cm、

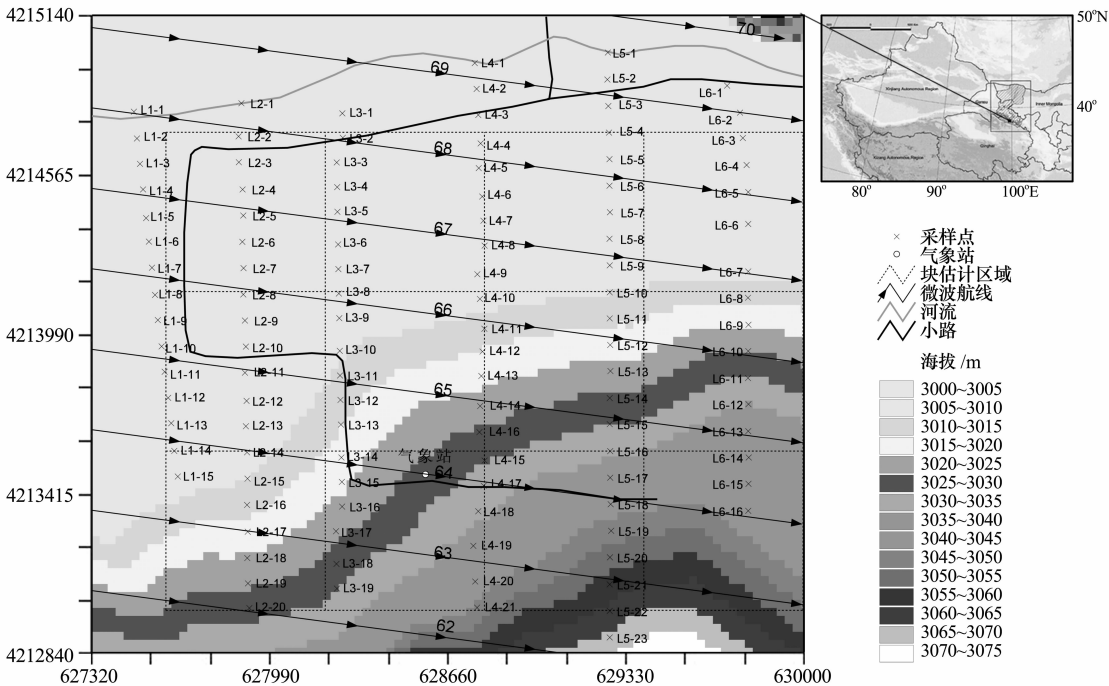


图 1 阿柔试验区土壤水分航空地面同步观测样带布置图

(图中坐标为高斯克里的格投影的坐标, 投影参数为: 中央经度为 99° E, 比例因子为 1, 东偏 500 km)

Fig. 1 Band allocation for the synchronous soil content ground observation with L-band microwave radiometer airborne remote sensing observation in Arou Site of WATER experiment

(The coordinate is Transverse Mercator projection, Central Meridian is 99° E,

Scale Factor is 1 and False Easting is 500 km)

表 1 试验区土壤含水量有效数据正态性检验结果

Table 1 Normality test results of the ground observations of soil moisture content

数据要素	最小值	最大值	均值	标准差	显著性	偏度	峰度
液态含水量(上午)/%	2.80	30.30	13.12	6.62	0.00	0.80	-0.28
液态含水量(下午)/%	10.70	51.30	30.52	8.08	0.46	0.35	-0.22
含冰量(上午)/%	11.96	50.78	33.25	8.77	0.01	-0.53	-0.26
含冰量(下午)/%	2.26	35.82	16.84	7.50	0.32	0.18	-0.61

120 cm 和 160 cm)连续的土壤含水量观测. 在航空试验期间, 设置了 6 条与航空飞行方向垂直的样带, 将人员分为 6 组, 沿垂直于航线的样带进行地面土壤水分观测. 测量方法包括时域反射仪(TDR)法和烘干称重法, 样带 2、4、6 采用 Steven TDR, 样带 3、5 采用 Theta TDR. Steven TDR 土壤参数设置为壤土(Loam), Theta TDR 的土壤参数设置为矿质土(Mineral). 每条航线航空飞行时间约为 12 min, 而一个点到下一个点的观测时间也基本上是 12 min, 这样保证了土壤水分航空与地面的同步观测.

本文选择 2008 年 4 月 1 日上午(08:15~12:00 之间)和下午(13:30~16:00 之间)的两次分别针对土壤冻结和融化状态, 与微波辐射计航空遥感同步的地面观测数据. 这两次地面土壤水分数据都缺少 L1 样带, 下午的 TDR 同步测量中缺少 L5 样带. 数据包括土壤液态含水量和土壤含冰量, 其中, 土壤液态含水量直接通过 TDR 观测得到; 土壤含冰量通过计算得到, 烘干称重法得到总的土壤体积水分含量, TDR 法得到土壤的液态体积含水量, 二者相减得到土壤含冰量.

1.3 数据处理和分析

利用 Grubbs 法^[19-20]对原始采样数据进行异常值的剔除, 在 0.05 的显著水平下, 处理结果如表 1. 最后, 上午的土壤液态含水量有 1 个点被剔除剩下 96 个点, 下午全部 74 个点的数据参与计算; 上午的土壤含冰量全部 97 个点, 下午 3 个点被剔除剩下 71 个点的数据参与计算.

普通克里金方法是建立在正态性和平稳性假设基础上的, 只有数据满足正态分布时, 才有无偏最优估计^[21]. 因此, 我们首先采用 Shapiro-Wilk 法^[22]对原始数据在 0.05 的置信水平上进行正态性检验, 结果如表 1 所示. 从表 1 可以看出, 上午的液态含水量和含冰量的显著性都小于 0.05, 不满足正态分布的假设. 为了利用常用的线性克里金法代替非线性克里金法进行估计, 我们对上午的液态含

水量进行平方根转换, 对上午的含冰量进行对数转换, 转换后的样本服从正态分布.

1.4 块克里金原理

地统计是通过分析有限的观测变量来获得变量的空间分布结构, 并利用得到的空间结构信息来进行空间估值的. 一般用半变异函数来描述变量的空间变异结构^[23-25], 半变异函数的定义如下:

$$\gamma = \frac{1}{2}E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\}$$
 (1)

在实际计算中, 通过理论半变异函数来拟合实验半变异函数, 然后用拟合好的理论半变异函数进行计算.

克里金方法是一种典型的地统计方法, 由于其不仅考虑了各样本数据的空间相关性, 而且在给出估计值的同时, 还能给出表示估计误差的方差.

克里金方法用矩阵形式可表示为:

$$\begin{bmatrix} \tilde{\gamma}_{11} & \cdots & \tilde{\gamma}_{1n} & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \tilde{\gamma}_{n1} & \cdots & \tilde{\gamma}_{nn} & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \omega_1 \\ \vdots \\ \omega_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{\gamma}_{10} \\ \vdots \\ \tilde{\gamma}_{n0} \\ 1 \end{bmatrix}$$
 (2)

式中: ω_i 是分配给 Z_i 的权重; μ 为拉格朗日乘数.

则估计值为:

$$\hat{Z}_0 = \sum_{i=1}^n \omega_i \cdot Z_i$$
 (3)

估计值误差方差:

$$\hat{\sigma}_R^2 = \sum_{i=1}^n \omega_i \cdot \tilde{\gamma}_{i0} + \mu$$
 (4)

块克里金通过将一块区域内随机变量离散成一些点, 来计算这些点的克里金估计, 然后对这些点的克里金估计值进行平均得到.

在矩阵形式的点克里金估值式(2)中, 等式右侧的矩阵是由采样位置的随机变量与估计位置的随机变量之间的变异函数值组成的. 而在块克里金中, 等式右侧的矩阵则是由采样点与估计块内所有

表 2 变异函数拟合参数表

Table 2 The parameters for experimental variogram fitting

模拟要素	理论模型	块金值	基台值	变程	比例系数	剩余平方和	决定系数
液态含水量(上午)	线性	0.31	1.2	1754.62	0.83	0.15	0.90
液态含水量(下午)	高斯	9.7	67.39	214.77	0.86	1274	0.59
含冰量(上午)	指数	0.01	0.1	204	0.91	0.002	0.25
含冰量(下午)	高斯	33.2	76.8	1862	0.57	6274	0.51

点之间变异函数的平均值组成的，如式(6)。

$$\begin{bmatrix} \bar{\gamma}_{11} & \cdots & \bar{\gamma}_{1n} & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \bar{\gamma}_{n1} & \cdots & \bar{\gamma}_{nm} & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \omega_1 \\ \vdots \\ \omega_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{\gamma}_{1A} \\ \vdots \\ \bar{\gamma}_{nA} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$\bar{\gamma}_{iA} = \frac{1}{|A|} \sum_{j \in A} \gamma_{ij} \quad (6)$$

则块克里金法估计值为：

$$Z_A = \sum_{j=1}^n \omega_j \cdot Z_j \quad (7)$$

块克里金法估计误差的方差为：

$$\hat{\sigma}_{AR}^2 = \sum_{i=1}^n \omega_i \cdot \bar{\gamma}_{iA} + \mu \quad (8)$$

1.5 块大小的确定

2008 年 4 月 1 日 L 波段微波辐射计飞行相对航为 1 500 m，L 波段的波束角为 15°，入射角为 35°，则地面分辨率为 600 m。

在进行块平均时，需要给定每一个块垂直和水平方向的离散数量，即垂直和水平方向上各以多少个点估计来进行平均。我们选择下午两个空间异质性比较强烈的量，包括下午的液态含水量和上午的

含冰量进行了试验，在垂直和水平方向的离散数量达到 17 以后，块估计值已经比较稳定。因此本文取垂直和水平方向的离散数量为 20，即每一个块的估计值由 400 个点估计值平均得到。

2 尺度转换及结果分析

2.1 变异函数拟合

利用半变异函数进行空间要素的空间结构分析，是地统计方法的重要功能之一。图 2 和图 3 分别是 4 月 1 日上午和下午两次同步的地面土壤液态含水量和土壤含冰量观测的实验半变异函数进行拟合结果。变异函数模型的选择采用交叉证实法，并利用剩余平方和(RSS)和决定系数(R²)两种参数进行评价，剩余平方和越小，决定系数越大，表明拟合精度越高^[26]。各模型拟合结果见表 2。

从图 2、图 3 和表 2 可以看出，4 月 1 日上午的土壤液态含水量和下午的土壤含冰量在前文所述的采样方案中表现为较大尺度空间结构，空间异质性较弱。下午的土壤液态含水量和上午的土壤含冰量空间异质性较强，同时也呈现出一定的多尺度变化。实际变异函数中出现多个小的台阶，这可能是采样方案有关，在样带方向上采样密集，而样带之

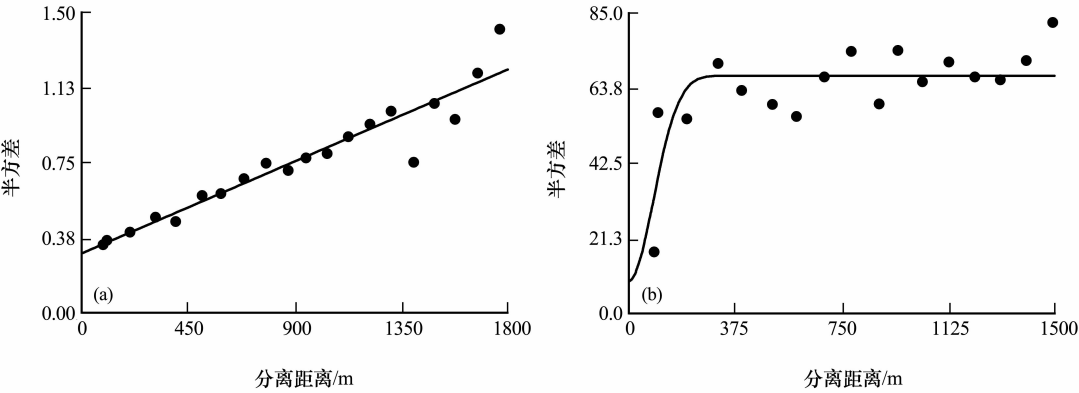


图 2 土壤液态含水量实验半变异函数和拟合的变异函数

a. 2008-04-01 上午; b. 2008-04-01 下午

Fig. 2 The varigrams of the liquid water content in soil (a; morning; b; afternoon)

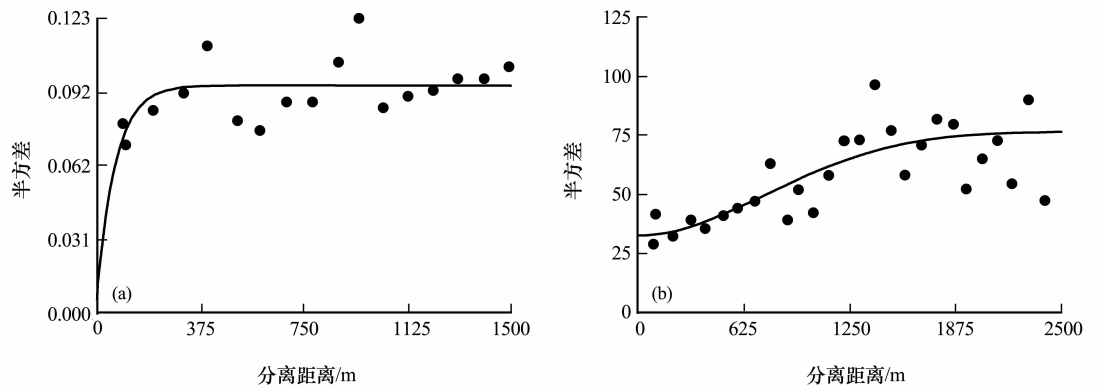


图 3 土壤含冰量实验半变异函数和拟合的变异函数
a. 2008-04-01 上午; b. 2008-04-01 下午
Fig. 3 The varigrams of the ice content in soil

间间隔很大。表层土壤的融化是导致这种空间结构上午、下午变化的主要原因。根据气象站 10 cm 土壤液态含水量的连续观测，上午 8:00~10:00 之间没有变化，从 10:00 点开始到下午 16:00，土壤液

态含水量显著升高，其中下午 13:30 至 16:00 的土壤液态含水量的增加速率相对较大。

2.2 时空变异分析与块估计结果

将理论变异函数模型分别代入式(2)和式(5)得

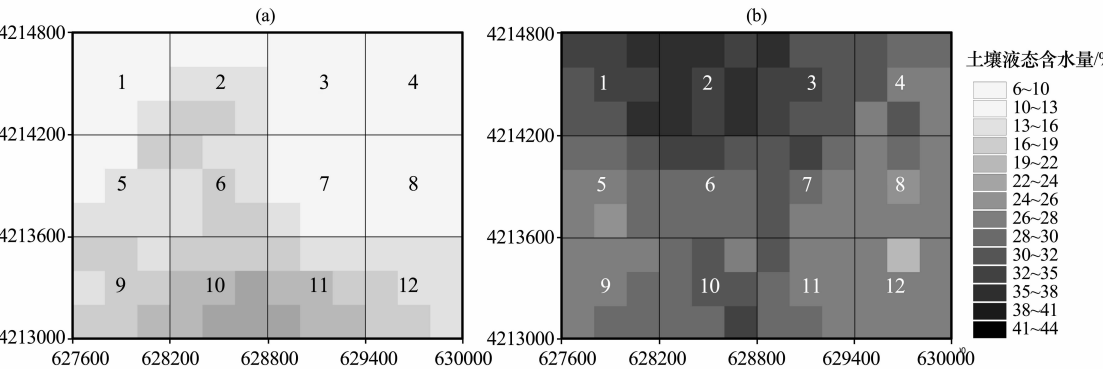


图 4 土壤液态含水量估计值
a. 2008-04-01 上午; b. 2008-04-01 下午
Fig. 4 The spatial variation of the estimated liquid water content in soil

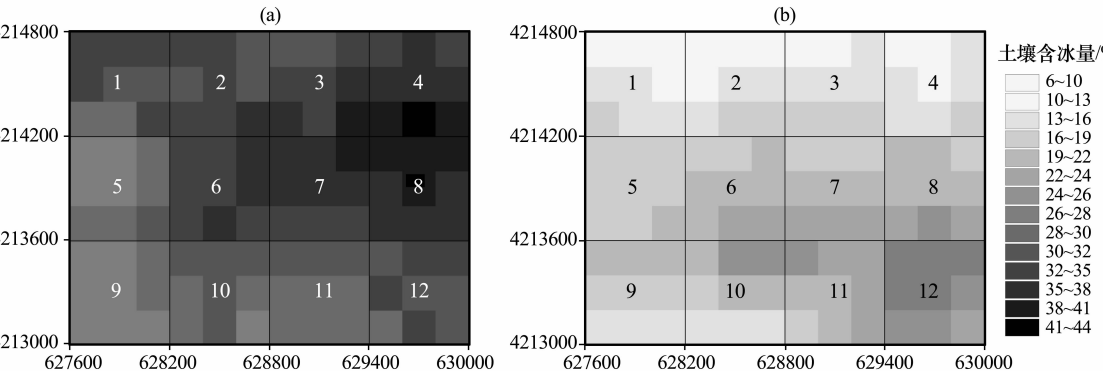


图 5 土壤含冰量估计值
a. 2008-04-01 上午; b. 2008-04-01 下午
Fig. 5 The spatial variation of the estimated ice contents in soil

到相应的权系数后，再利用式(3)和式(7)分别得到4月1日上午和下午的土壤液态含水量和含冰量的点和块估计结果。图4和图5是4月1日上午和下午的土壤液态含水量和含冰量的点估计结果。

图4和图5可以看出，4月1日上午和下午的土壤液态含水量和含冰量变化很大；试验区北部和南部的变化差异不同，北部差异大，南部差异小。其原因可能有：1)上午表层土壤大部分处于冻结状态，下午大部分土壤融化，导致土壤液态含水量的增加，土壤含冰量的减少。上午土壤水分同步的样带采样方向是从北到南，下午是从南到北。因此，上下午与航空同步的地面测量在南部的测量时间间隔相对更少，导致南部的土壤水分差异实际比北部要小；2)测量误差的影响。试验区北部与南部的土壤性质有一定差异，北部靠近河道，土壤中石头较多，而在地面测量时TDR的土壤参数一致，这可能导致TDR测量的结果不一致，也是南北变化差异的原因之一。

根据L波段微波遥感飞行的分辨率，确定了地面块克里金插值的块大小为600 m，将采样区域划分为12个600 m×600 m的网格，得到了各网格的估计结果(表3)。表3可以用于“黑河遥感-地面同步试验”^[18]阿柔试验小区4月1日L波段航空微波遥感反映的土壤水分结果的验证。但由于下午样带L5没有观测，致使下午的液态含水量和含冰量的估计值标准差都相对较大。

2.3 块估计结果与采样平均值比较

为了考察块克里金估计结果与真实采样平均值的差别，对二者进行了比较，如图6所示，其中采样平均是通过分别求取12个块内采样点的平均值得到的。从图6中可以看出，对于整个试验区，克里金估计结果与真实采样平均值的趋势是一样的。对于上午的土壤液态含水量和下午的土壤含冰量，因为反映出较大尺度的土壤水分结构分布，较大范围内的采样都对块值的估计有贡献，最大程度的使用了采样数据。块估计与采样平均值相关系数分别为0.89(上午土壤液态含水量)和0.94(下午土壤含冰量)，因为样带5在下午没有观测，所以下午样带5上的块3、7和11与平均值很接近。对于下午的土壤液态含水量和上午的土壤含冰量，因为小尺度的采样在估计中发挥了更大的作用，也就是只有较小范围内的采样对块值的估计有贡献，使得下午的土壤液态含水量和上午的土壤含冰量块估计值与真实采样平均值的相关性相对较小，相关系数分别为0.71(下午土壤液态含水量)和0.85(上午土壤含冰量)。另外，采样点数量也对结果产生重要影响，如块9、12的采样点较少，特别是对于下午空间变异较小的土壤液态含水量。可见，如果土壤水分的变程小于块大小，则更不能用采样点的直接平均进行块值的估计，如果土壤水分的变程大于块尺寸，则采样点的直接平均得到的块估计值更接近于块克里金的估计结果。

表 3 针对 L 波段微波数据的 600 m×600 m 网格块估计结果
Table 3 Contents of liquid water and ice estimated from the Block
Kriging method. (The block size is 600×600 m)

块编号	液态含水量/%				含冰量/%			
	上午	标准差	下午	标准差	上午	标准差	下午	标准差
1	10.03	0.08	33.06	2.08	32.84	1.00	12.81	1.98
2	13.08	0.08	36.65	1.99	33.39	1.00	11.99	2.48
3	9.86	0.08	33.84	2.19	31.39	1.00	13.6	4.27
4	7.19	0.08	30.62	2.11	34.23	1.00	14.02	2.71
5	14.52	0.08	29.59	2.08	26.98	1.00	17.6	1.98
6	16.85	0.08	32.44	1.99	34.39	1.00	19.5	2.46
7	11.48	0.08	31.6	2.20	37.04	1.00	20.74	4.33
8	9.85	0.08	29.2	2.09	38.95	1.00	20.37	2.63
9	15.21	0.08	28.1	2.12	27.1	1.00	18.67	2.38
10	18.52	0.08	30.9	1.99	32.13	1.00	20.7	2.43
11	19.01	0.08	27.75	2.21	28.93	1.00	23.54	4.40
12	14.3	0.08	27.97	2.17	32.22	1.00	25.27	3.79

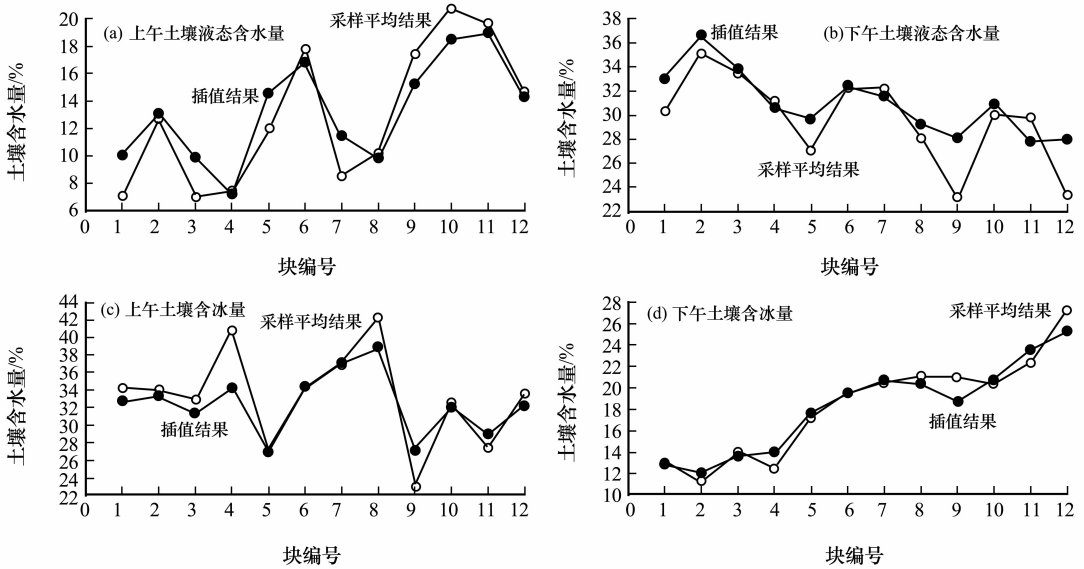


图 6 土壤含水量块克里金估计值与采样平均值对比

Fig. 6 Comparison of the pixel averages from the Block Kriging method and from simple average using in-situ observation (Left: morning, right: afternoon)

3 结论与讨论

(1) 对“黑河遥感-地面同步试验”2008 年 4 月 1 日 L 波段微波辐射计航空遥感同步的地面土壤水分点观测数据进行了尺度上推, 利用块克里金的方法得到了地表土壤液态含水量和含冰量与遥感像元相匹配的估计值, 并得到估计误差标准差, 可用于同步的 L 波段微波辐射计反演的土壤水分和含冰量的验证。

(2) 块克里金方法不仅利用了像元内的点观测, 而且在考虑了表层土壤水分在相应尺度上空间结构的基础上, 充分利用了像元临近位置的观测, 得到了比直接的采样平均更合理的块估计结果。

(3) 通过对块估计结果与采样平均结果的比较分析, 认为如果土壤水分的变程小于块尺寸, 则不能用采样点的直接平均进行块值的估计; 如果土壤水分的变程远大于块尺寸, 则采样点的直接平均得到的块估计值更接近于块克里金的估计结果, 在采样点很少的时候可以使用。

(4) 在当前的这种采样方案下, 结合土壤水分的时空信息进行尺度转换, 如结合更高分辨率遥感数据或者过程模型提供的土壤水分空间信息, 可提高这种尺度转换的精度。

参考文献 (References):

[1] Gabri lle J M, De Lannoy, Paul R, *et al.* Upscaling of point

soil moisture measurements to field averages at the OPE3 test site[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, **343**: 1–11.

[2] Teuling A J, Uijlenhoet R, Hupet F, *et al.* Estimating spatial mean root-zone soil moisture from point-scale observations[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, **10**: 755–767.

[3] Su Lihong, Li Xiaoxia, Huang Yuxia. An review on scale in remote sensing [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2001, **16** (4): 544–548. [苏理宏, 李小文, 黄裕霞. 遥感尺度问题研究进展[J]. *地球科学进展*, 2000, **16** (4): 544–548.]

[4] Li Changxin. On catchment hydrological scale and similarity [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1995(1): 40–46. [李长兴. 论流域水文尺度化和相似性[J]. *水利学报*, 1995(1): 40–46.]

[5] Xie Yinqi, Cao Jie. *Nonlinear Dynamics Mathematics Methods* [M]. Beijing :Meteorological Press, 2001. [谢应齐, 曹杰. 非线性动力学数学方法[M]. 北京:气象出版社, 2001.]

[6] Atkinson P M, Tate N J. Spatial scale problems and geostatistical solutions: A review [J]. *The Professional Geographer*, 2000, **52** (4): 607–623.

[7] Crow W T, Ryu D, Famiglietti JS. Upscaling of field-scale soil moisture measurements using distributed land surface modeling [J]. *Advances in Water Resources*, 2005, **28** (1): 1–14.

[8] Famiglietti J S, Devereaux J A, Laymon C A, *et al.* Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment [J]. *Water Resources Research*, 1999, **35**(6): 1839–1851.

[9] Mohanty B P, Skaggs T H. Spatio-temporal evolution and timestable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation [J]. *Advances in Water Resources*, 2001, **24**: 1051–1067.

[10] Cosh M H, Jackson T J, Bindlish R, *et al.* Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in

- validating satellite estimates [J]. Remote Sensing of the Environment, 2004, **92**: 427—435.
- [11] Li Haibin, Lin Zhonghui, Liu Suxia. Application of Kriging technique in estimating soil moisture in China [J]. Geographical Research, 2001, **20**(4): 446—453. [李海滨, 林忠辉, 刘苏峡. Kriging 方法在区域土壤水分估值中的应用[J], 地理研究, 2001, **20**(4): 446—453.]
- [12] Zhang Jiguang, Chen Hongsong, Su Yirong, *et al.* Spatial variability of soil moisture in surface layer in depressed karst region and its scale effect [J]. Acta Pedologica Sinica, 2001, **20**(4): 446—453. [张继光, 陈洪松, 苏以荣, 等. 喀斯特洼地表层土壤水分的空间异质性及其尺度效应[J]. 土壤学报, 2001, **20**(4): 446—453.]
- [13] Grayson R B, Western A W. Towards areal estimation of soil water content from point measurements; Time and space stability of mean response [J]. Journal of Hydrology, 1998, **207**(1—2): 68—82.
- [14] Woodcock C E, Strahler A H. The factor of scale in remote sensing [J]. Remote Sensing of Environment, 1987, **21**(3): 311—332.
- [15] Stein A, Bastiaanssen W G M, De Bruin S, *et al.* Integrating spatial statistics and remote sensing [J]. International Journal of Remote Sensing, 1998, **19**(9): 1793—1814.
- [16] Atkinson P M, Foody G M, Curran P J, *et al.* Assessing the ground data requirements for regional scale remote sensing of tropical forest biophysical properties [J]. International Journal of Remote Sensing, 2000, **21**(13—14): 2571—2587.
- [17] Vivonia E R, Gebremichaela M, Watts C J, *et al.* Comparison of ground-based and remotely-sensed surface soil moisture estimates over complex terrain during SMEX04 [J]. Remote Sensing of Environment, 2008, **112**(2): 314—325.
- [18] Li Xin, Ma Mingguo, Wang Jian, *et al.* Simultaneous remote sensing and ground-based experiment in the Heihe River Basin; Scientific objectives and experiment design [J]. Advance in Earth Sciences, 2008, **23**(9): 897—914. [李新, 马明国, 王建, 等. 黑河流域遥感-地面观测同步试验: 科学目标与试验方案[J]. 地球科学进展, 2008, **23**(9): 897—914.]
- [19] Grubbs F. Procedures for detecting outlying observations in samples [J]. Technometrics, 1969, **11**(1): 1—21.
- [20] Stefansky W. Rejecting outliers in factorial designs [J]. Technometrics, 1972, **14**: 469—479.
- [21] Tang Changjun, Shi Wanrui, Ling Wusong. Normal-Kriging [J]. Industrial Minerals and Processing, 1981 (5): 1—5. [唐昌骏, 师万瑞, 林梧松. 正态化克里格法[J]. 化工矿物与加工, 1981 (5): 1—5.]
- [22] Shapiro S S, Wilk M B. An analysis of variance test for normality (complete samples) [J]. Biometrika, 1965, **52**(3—4): 591—611.
- [23] Goovaerts P. Geostatistics for Natural Resource Evaluation [M]. New York; Oxford University Press, 1997: 1—483.
- [24] Zhang Renduo. The Spatial Variability Theory and Application [M]. Beijing; Science Press, 2005: 1—187. [张仁铎. 空间变异理论及应用[M]. 北京: 科学出版社, 2005: 1—187.]
- [25] Isaaks E H, Srivastava R M. An Introduction to Applied Geostatistics [M]. New York; Oxford University Press, 1989.
- [26] Shi Rongguang, Zhao Yujie, Zhou Qixing, *et al.* Spatial variability analysis of soil arsenic content in predominant agricultural area in the north of Jiangsu Province [J]. Transactions of the CSAE, 2008, **24**(1): 80—84. [师荣光, 赵玉杰, 周启星, 等. 苏北优势农业区土壤砷含量空间变异性研究[J]. 农业工程学报, 2008, **24**(1): 80—84.]

Up Scaling of Point Soil Moisture Measurements to Pixel Averages Based on Block Kriging

RAN You-hua, LI Xin

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: Soil moisture is one of the most significant hydrologic variables at the land surface. However, there is a mismatch in the spatial scales between remote sensing retrieve pixel average value and the in-situ observation value. The in-situ soil moisture observation can be used to calibrate the result of remote sensing retrieve soil moisture but must be translated first to pixel average value through up scaling method. The expression of variation is the key and basic in up scaling. Block Kriging is optimal (in a linear sense) because it accounts of the form and scale of spatial dependence in the property of interest as represented with the variogram. In this paper, Block Kriging method is engaged in the up scaling of the synchronous soil content ground observation with L-band microwave radiometer airborne remote sensing observation in April 1, 2008 in WATER experiment. It provides a more reasonable pixel average estimation value compared with simple average using in-situ observation directly. Block Kriging method is not only used of the point observation within corresponding

pixel, but also used the observation around this pixel based on the spatial structure of the water content. The results of pixel average soil water content value can be used to calibrate the soil liquid water content and soil ice content product from synchronization Airborne microwave radiometer observation. The temporal stability of spatial structure of soil moisture, small-scale changes of soil characteristics and the measurement error are major source of uncertainty. Result shows that the accuracy of scaling is related to spatial structure and the number of observation point of water content. It is believed that if the correlation length of soil moisture is less than the block size, the pixel average value can be got by simple average the sampling points, and if the correlation length of soil moisture is much larger than the block size, then the Block Kriging method can be used. In the current sampling strategy, the ground observation can be combined with land surface model to improve the accuracy of scaling.

Key words: soil moisture; remote sensing; upscaling; Block Kriging