

西北干旱区农田春小麦蒸散量的空间插值方法*

王春梅¹ 孟庆岩¹ 占玉林¹ 刘苗¹ 王靓² Tamas Jancso³

(1. 中国科学院遥感与数字地球研究所, 北京 100101; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 西匈牙利大学地理信息科学学院, 塞克什白堡 8000)

摘要:综合运用传统统计分析方法和地质统计分析方法,研究了西北旱区春小麦蒸散量在不同生育阶段的时空变异特征,并分析了试验区表层土壤储水量和叶面积指数对春小麦蒸散量的影响关系,通过分析比较,筛选表层土壤储水量为协同因子,并将其应用到试验区春小麦蒸散量的空间插值研究中。研究表明:在所研究的条件下,即使外观较为均匀、面积相对较小的农田,春小麦蒸散量仍具有较高的空间变异(变异系数范围 0.328~0.495);当降雨入渗深度小于 20 cm 时,表层土壤储水量(0~20 cm)是影响研究区春小麦蒸散量变异的主要因子,春小麦不同生育期累积蒸散量与表层土壤储水量变化的相关系数在 0.8~0.9 之间,远大于春小麦累积蒸散量与叶面积指数的相关系数;基于表层土壤储水量的蒸散量协同克里金空间插值分析与地面实测结果相比,仅 42 个蒸散量地面采样数据即可保证研究区春小麦蒸散量估计精度高于 90%。

关键词:小麦 蒸散 表层土壤储水量 插值 地统计

中图分类号: S271; S152.7⁺1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1298(2014)11-0172-08

引言

蒸散量表征水分从地表到大气变化过程,既是地表热量平衡的分量,又是水量平衡的分量,是水文循环重要的组成部分。蒸散过程由蒸发和蒸腾构成,蒸发主要发生在自由水面或者土壤表面,蒸腾则是植被根系吸水后,将水分运输到叶片,然后通过叶片气孔进入大气的过程^[1]。

蒸散作为水文循环的组成部分,很大程度上受土壤、植被和大气界面诸多过程的影响^[2-3]。影响蒸散的变量因素较多,其中一些变量非常复杂,至今未被完全认识。研究表明,大气蒸发力、土壤含水率、地下水埋深、地形、作物覆盖度和叶面积指数等都是影响蒸散的关键因子^[4-7]。其中,土壤含水率是目前关注的热点。国外先后有许多学者曾强调土壤含水率对蒸散的影响,建立了蒸散与土壤含水率的定量关系^[7-10]。有研究表明^[11-12],0~20 cm 土层的土壤含水率对蒸散的影响最明显,是土壤-植物-大气界面水分供应的主要来源。

多年来,蒸散在不同空间尺度的采集和分析受到极大的关注^[13-19]。大尺度下蒸散量的空间变异性研究对实现区域作物耗水量数字化管理具有重要

意义,中尺度下的研究可以为提高作物水分管理效率、建立水分管理信息系统提供数据支持,小尺度下的研究则是实现精确灌溉的基础^[20]。

随着精准农业的发展,在农田小尺度进行作物蒸散量的空间变异研究非常重要。蒸散量时空变异性均较强,即使在面积较小的研究区域内,也由于受到人力物力的制约,地面实测数据的数量往往十分有限^[14,21-22]。因此,如何保证在一定的误差范围和置信度水平下,在受人力物力制约的前提下,通过合理方法有效确定具体区域内农田蒸散均值及其空间分布,对农田尺度精准灌溉至关重要,这对于基础研究和生产实际均具有重要意义。

本文对研究区春小麦蒸散量影响因子进行筛选识别,综合分析表层土壤含水率和叶面积指数对春小麦蒸散量的影响关系,并将表层土壤含水率作为蒸散量估算的协同因子,探究通过表层土壤含水率信息来提高蒸散量空间估计精度中比较经济、有用的方法。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于甘肃省石羊河流域农业部作物高效

收稿日期:2013-11-22 修回日期:2014-02-19

* 高分辨率对地观测系统重大专项行业示范项目(D9-Y3B03-9001-13/15)、广东省省院产学研合作资金资助项目(2012B091100219)、欧盟第七框架资助项目(FP7-PEOPLE-2009-IRSES-IGIT)和匈牙利中国政府双边合作资助项目(TET_12_CN-1-2012-0026)

作者简介:王春梅,助理研究员,主要从事农业资源研究,E-mail:wangcm@radi.ac.cn

通讯作者:孟庆岩,研究员,博士生导师,主要从事城市生态环境遥感研究,E-mail:mengqy@radi.ac.cn

用水武威科学观测站,观测站地处腾格里沙漠边缘,经纬度分别为 $102^{\circ}50'E$ 和 $37^{\circ}51'N$,海拔高度约 1 550 m。研究区属温带大陆干旱气候,具有干旱少雨、日照充足、昼夜温差大的特点。研究区水资源短缺,平均每年降水量 164 mm,平均大气蒸发量 2 000 mm,地下水埋深平均 30 m。

1.2 试验布置

在开阔、平坦的观测站内选 2 hm² 春小麦区域作为试验区,试验区春小麦于 2011 年 3 月 15 日播种,同年 7 月 22 日收获。研究区春小麦生长期共灌溉 4 次,灌溉时间分别是 5 月 1 日、5 月 21 日、6 月 10 日和 7 月 2 日,每次灌溉用水量为 97.5 mm。春小麦观测时间从 4 月 17 日到 7 月 2 日,跨越播种-分蘖、分蘖-拔节、拔节-抽穗和抽穗-乳熟 4 个生育阶段,从不同生育期中选取 10 d 累积蒸散量开展分析。

试验区内每个样点设置 TDR (Dinviner 2000 Sentek Pty Ltd. Australia) 测管,用来观测作物根区内的土壤含水率剖面分布,最大观测深度为 100 cm,观测数据垂直间隔为 10 cm,测管由北向南间隔 15 m 进行网格采样,共 7 排,此外在东西、南北方向的中线上分别布设间距为 7.5 m 的近距离加密位置,能帮助在小分隔距离上更好地定义蒸散量变异函数(图 1,图中 ● 为栅格采样点,× 为加密采样点)。试验区共设 112 个采样点,由于仪器和天气等原因,试验中有 97 个采样点有效数据。本试验设置的土壤含水率采样密度均高于其他文献试验设置的采样密度^[23-24]。

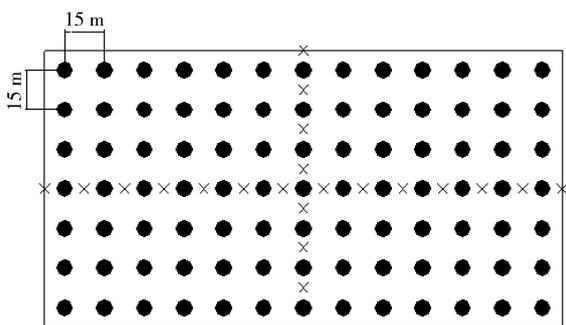


图 1 试验区地面采样点位示意图

Fig. 1 Sample locations in experiment area

考虑到 TDR 测管观测的表层土壤含水率受外界因素影响较大,观测精度较低,本研究同时在每个网格采样点中心用 HYDROSENSE 便携式土壤含水率测定仪(CS620 型, Campbell Scientific Inc., USA) 测量表层 0~20 cm 的土壤体积含水率(下文简称表层土壤含水率)。同时,将每个样点外围 60 cm × 60 cm 的矩形样区作为春小麦叶面积指数采样范围(SunScan 冠层分析系统, SS1, England)。观测期间

利用自动气象站对试验区的大气蒸发、降水量等主要气象因子进行同步监测。

2 研究方法

2.1 水量平衡方法

一定时段内的田间作物蒸散量可通过水量平衡法获得^[25], 计算式为

$$E_{\Delta t} = P_{\Delta t} + I_{\Delta t} + G - R - D + W_2 - W_1 \quad (1)$$

式中 $P_{\Delta t}$ ——生育期内有效降水量, mm

$I_{\Delta t}$ ——灌溉量, mm

G ——地下水补给量, mm

R ——径流损失量, mm

D ——深层渗漏量, mm

W_1, W_2 ——计算时段初、末土壤含水率换算成的水层深度, mm

该方法适用范围广,可测定不同面积(几平方米至几百平方千米)农田、流域和区域蒸散耗水量。但其只能用于较长时段的总蒸散量,一般可测定一周以上的水分运动^[26]。

由于试验区地势平坦,降雨强度不大,径流损失量 R 和深层渗漏量 D 可忽略不计。而且研究区内大部分地区地下水位较深,地下水补给量 G 也可忽略不计。因此,简化的水量平衡方程为

$$E_{\Delta t} = P_{\Delta t} + I_{\Delta t} + W_2 - W_1 \quad (2)$$

2.2 克里金插值方法

克里金法是利用原始数据和半方差函数的结构性,对未采样点的区域化变量进行无偏最优估值的一种插值方法,广泛应用于地表参数空间变异研究。克里金方法很多,其中普通克里金插值法应用最为广泛,其插值精度主要受样点数和密度的影响。普通克里金插值算法可表示为

$$Z(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (3)$$

式中 λ_i ——分配给 $Z(x_i)$ 的残差权重

n ——测量值的个数

为了保证估计值不偏,必须限制条件 $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$, 并对估计方差最小化,由此推导权重 λ_i , 从而得到估计值和克里金估计方差。具体推导过程参照文献^[27]。

2.3 协同克里金方法

在实际中,许多变量之间有一定的相关性,其中一些变量有较丰富的资料,另一些变量的资料则比较少,有的变量很容易测量,但有的变量则难于测量或费时费力,利用资料多、容易测量的变量资料提高资料少、难于测量变量的估计精度,是具有实际应用

价值的研究方法。协同克里金方法可以通过主变量与辅助变量交互半方差函数的计算提高插值的精度,它不仅结合了空间的相关性,还结合了变量间的相关性。

协同克里金法是单个区域化变量向多个区域化变量的一种拓展,把区域化变量的最佳估值方法从单一属性发展到两个以上的协同区域化属性,本文主要利用蒸散量主控因子提高对蒸散量的插值精度。其公式为

$$Z(x_0) = \sum_{j=1}^m \lambda_j Z_m(x_j) + \sum_{k=1}^a \lambda_k Z_a(x_k) \quad (4)$$

式中 $Z(x_0)$ ——待估点的作物蒸散量

m 、 a ——蒸散量和主控因子的采样点数量

$Z_m(x_j)$ 、 $Z_a(x_k)$ ——蒸散量和主控因子的观测值

λ_j 、 λ_k ——蒸散量和主控因子的权重

$\sum_{j=1}^m \lambda_j = 1$, $\sum_{k=1}^a \lambda_k = 0$, 具体推导过程参照文献[27]。

2.4 预测精度及效果检验

采用交叉验证的方法可以对插值方法的空间插值精度进行比较,交叉验证即是计算样点实测值和预测值之间的误差。交叉检验的方法很多,包括相关系数、均差、相对误差、均方根误差等[28]。本研究使用平均相对误差和均方根误差作为插值精度的评价标准。

3 结果与分析

3.1 不同时间尺度蒸散量统计特征

试验区中累积蒸散量均值及其变异系数在不同时间尺度的变化关系如图2所示。图2a所示,分蘖-拔节、拔节-抽穗和抽穗-乳熟阶段的日平均蒸散量分别是2.27、3.62、5.52 mm,呈增加趋势。图2b所示,在分蘖-拔节、拔节-抽穗和抽穗-乳熟阶段,累积蒸散量的变异系数随着观测时间的增大而相应减小。在分蘖-拔节和拔节-抽穗阶段,当观测时间依次为4、6、11、14 d时,相应的变异系数分别为0.494、0.487、0.462、0.445和0.482、0.454、0.339、0.328。同样,当观测时间依次为7、12、17 d时,抽穗-乳熟阶段计算的变异系数是0.495、0.460、0.431。可见随着观测时间的增大,蒸散量空间变异性降低,说明了蒸散量具有时间尺度的非稳定性。

试验区春小麦蒸散量观测的变异系数范围处于0.328~0.495之间,属中等变异程度,与文献[29-30]中的研究结论类似。由此可知,即使在外观较为均匀、面积相对较小的农田中,蒸散量仍具有较高的

空间变异。按照传统采样方法计算[31],当蒸散量的变异系数等于0.4时,若要满足5%估算误差,在90%置信水平下,大概需要采集68个地面蒸散量观测样点。

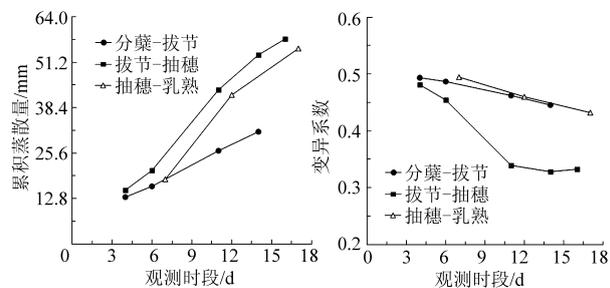


图2 不同观测时间春小麦累积蒸散量及其变异系数

Fig. 2 Mean and CV of ET for different time scales

3.2 10 d 累积蒸散量变异函数结构

从4个生育期中任选10 d的春小麦累积蒸散量进行不同样点位置的空间变异分析。图3是4个不同生育阶段的10 d累积蒸散量半方差函数,函数参数见表1。不同生育阶段春小麦10 d累积蒸散量都符合正态分布,而且最佳拟合模型都是球形模型。其中播种-分蘖阶段春小麦10 d累积蒸散量最小,均值仅3.27 mm,而且这个阶段的半方差函数块金值和基台值也最小(块金值1.99,基台值2.8),但变程最大(110 m)。试验区春小麦第1次灌溉时间是5月1日(以下称为“头水灌溉”),头水灌溉之后春小麦进入快速营养生长阶段,个体需水差异较大,使得基台值骤然增大,变程也减少,这种变化趋势一直持续到拔节-抽穗阶段。

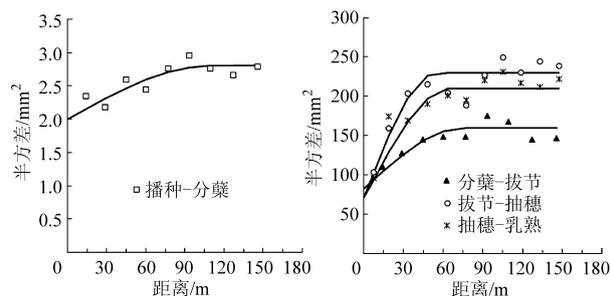


图3 春小麦不同生育阶段的10 d累积蒸散量半方差函数

Fig. 3 Semivariance of E_{10} at different spring wheat stages

表1 春小麦10 d累积蒸散量的半方差函数参数

Tab. 1 Semivariogram of spring wheat E_{10} at different stages

观测阶段	块金值	基台值	变程/		10 d 累积蒸	标准差
			m	系数 R^2		
播种-分蘖	1.99	2.8	110	0.72	3.27	1.65
分蘖-拔节	82	160	75	0.75	26.5	12.25
拔节-抽穗	70	230	55	0.83	36.8	14.87
抽穗-乳熟	70	210	65	0.85	37.0	14.40

通过分析表明,随着春小麦的不断生长,10 d累

积蒸散量的空间组织性是先减弱后增强,其中在拔节-抽穗阶段,变程最小,即 10 d 累积蒸散量空间组织结构最弱。

3.3 影响变量分析

考虑到蒸散量的空间变异并不是一个孤立的过程,它与大气、植被、土壤特性等存在一定的相关性,如何分析并筛选试验区春小麦蒸散量的主要影响因素是本文研究的重点。

大气蒸发强度、土壤含水率、地下水埋深、地形、作物覆盖度和叶面积指数等都对蒸散量有明显的影响。本文研究区域位于西北旱区,地下水位较深,地下水对蒸散量的影响可以不计,同时由于面积较小,地势平缓,因此地形因子和气象因子对研究区内的蒸散量影响也很小。综上,本文初步选取土壤含水率、叶面积指数作为本研究区蒸散量空间变异的影响因子。

叶面积指数是反映作物生长状况的最佳指标^[32],它与作物蒸腾有着直接紧密的联系,而作物蒸腾又是蒸散量的主要贡献因子。表 2 分别是 3 个不同生育期的 10 d 累积蒸散量与相应叶面积指数之间的关系分析。从表中看出,10 d 累积蒸散量和叶面积指数之间存在相关性,且在 95% 的概率水平下显著。

表 2 春小麦 10 d 累积蒸散量与叶面积指数回归分析

Tab. 2 Regression analysis between E_{10} and L for different growing stages

观测阶段	回归方程	相关系数	相关概率
分蘖-拔节	$E_{10} = 16.6L + 18.3$	0.47	0.000 1**
拔节-抽穗	$E_{10} = 6.75L + 43.23$	0.38	0.000 1**
抽穗-乳熟	$E_{10} = 1.8L + 7.70$	0.32	0.006**

注: ** 表示采样数目为 97,在 95% 的概率水平下显著。

除了叶面积指数影响蒸散以外,还必须考虑土壤含水率的影响。表层土壤是根系吸水和降雨的集中区,越接近地表,其土壤含水率的变化越剧烈^[33-34],表层土壤含水率和蒸散量之间有强烈的反馈效应^[9]。对不同时间尺度内的蒸散量及同步观测的表层土壤含水率变化值进行分析(观测期间没有降雨发生),结果发现不同生育阶段的春小麦蒸散量与表层土壤含水率变化值存在明显的线性关系。

如图 4 所示,不同生育期的 10 d 累积蒸散量与表层土壤储水量变化值之间的线性方程均达到显著水平,方程比例系数和决定系数随着生育期的变化而改变。拟合方程比例系数由播种-分蘖阶段的 1.18 增大到拔节-抽穗阶段的 2.17,而决定系数由播种-分蘖阶段的 0.83 降到拔节-抽穗阶段的

0.66。从播种到分蘖、拔节、抽穗,气温不断上升,春小麦的潜在蒸散量也增大,同时由于春小麦地上和地下生物量的增大,使得春小麦实际蒸散量也增加。但随着叶片的衰老和根系的加深,表层土壤含水率变化与蒸散量的相关性有所降低。但是在抽穗-乳熟阶段,二者相关方程的比例系数又开始减小,决定系数却又增大,这可能与小麦衰老、叶面积指数减少及叶片活性降低等因素有关。文献[33]对玉米蒸散量的分析也具有类似的结论。

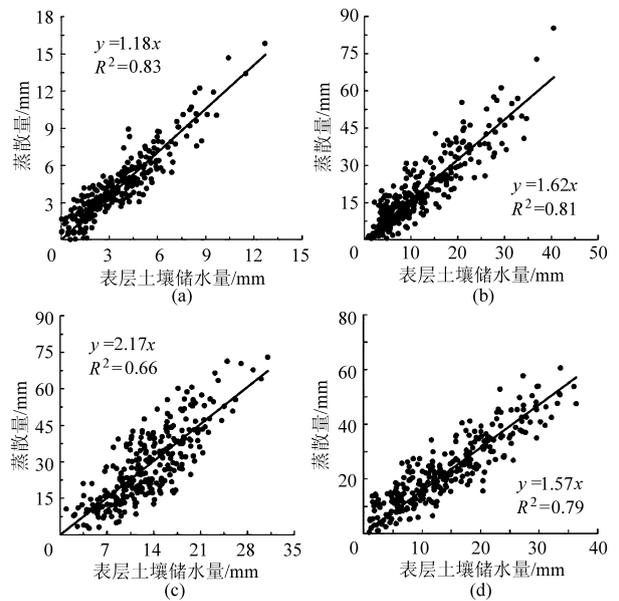


图 4 不同生育阶段春小麦 10 d 累积蒸散量和表层土壤储水量变化的关系

Fig. 4 Relationship between E_{10} and surface soil moisture change

(a) 播种-分蘖 (b) 分蘖-拔节 (c) 拔节-抽穗 (d) 抽穗-乳熟

以上建立的关于春小麦蒸散量和表层土壤储水量的公式只在没有发生降雨情况下成立。为了使结论更具有普遍应用性,将进一步分析研究区域有降雨发生时的情形。实际上,一个有降雨发生的时段可以进行分段分解。例如,假设观测初时表层土壤储水量观测值是 S_1 ,当土壤储水量降低到 S_2 时发生了降雨,降雨发生后表层土壤含水率增大到 S_3 ,观测末时表层土壤含水率又降为 S_4 。本文以降水时段为分水岭,将这一过程分成 2 个没有降雨的离散时段,即降雨前时段 $S_1 \sim S_2$ 和降雨后时段 $S_3 \sim S_4$ 。这样就可以将已经建立的公式应用到这 2 个没有降雨发生的时段。

在无降雨情况下,蒸散量和表层土壤储水量的关系公式为 $E = A\Delta S$,则降雨前、后 2 个时段 $S_1 \sim S_2$ 和 $S_3 \sim S_4$ 的蒸散量分别是

$$E_1 = A(S_1 - S_2) \quad (5)$$

$$E_2 = A(S_3 - S_4) \quad (6)$$

相加得

$$E_1 + E_2 = A(S_1 - S_4 + S_3 - S_2) \quad (7)$$

当降水量 P 较小且入渗深度仅限于表层土壤 20 cm 内时,表层土壤储水量的变化 ($S_3 - S_2$) 可近似用降水量 P 代替,即式(7)简化为

$$E_1 + E_2 = A(S_1 - S_4 + P) = A(\Delta\theta + P) \quad (8)$$

当 $P=0$ 时,式(8)与图4中拟合公式的形式一致。

在忽略土壤裂缝、土壤变异等前提下,降雨强度是影响入渗深度的主要因素^[35]。如果一次性降水量较大,土壤储水量远超过表层土壤 20 cm 时,就不能利用式(8)估算蒸散量。本研究区雨季主要集中在 7~9 月份,但春小麦生长季是 3~7 月份,因此,整个观测期间内降雨极少。

3.4 蒸散量协同因子

综上分析,表层土壤储水量和叶面积指数均是影响春小麦蒸散量的主要因素。本研究以分蘖-拔节阶段为例,对不同采样位置的蒸散量数据及其表层土壤储水量 $\Delta\theta$ 、叶面积指数 L 进行多元回归分析,模型形式为

$$E_T = f(\Delta\theta)f(L) = A\theta(M + NL) \quad (9)$$

将蒸散量观测值与估算值误差平方和的最小值作为目标单元,通过不断调整方程中的参数,来确定满足目标条件的参数值,从而确定式(9)具体参数。通过调整优化,分蘖-拔节阶段春小麦蒸散量的拟合方程为

$$E_T = 1.662\theta(0.788 + 0.199L) \quad (10)$$

为检验式(10)的有效性及其比较不同方法的精度,进一步将不同方法估算结果与地面实测数据进行分析。如表3所示,基于表层土壤储水量和叶面积指数的二元方程比单一叶面积指数方程的估算精度要高,但与表层土壤储水量 $\Delta\theta$ 方程相比,二元方程的估算精度并没有显著提高。实际中考虑到单变量数据相对容易获取,因此本研究筛选表层土壤储水量 $\Delta\theta$ 作为蒸散量空间插值估算的协同因子。

表3 不同变量方程的蒸散估算值与实测值的相关系数

Tab.3 Correlation coefficient of E_{10} between estimated and observed value

观测阶段	表层土壤		表层土壤储水量和叶面积指数二元方程
	储水量方程	指数方程	
分蘖-拔节	0.83	0.48	0.85
拔节-抽穗	0.75	0.37	0.77
抽穗-乳熟	0.58	0.32	0.58

3.5 协同克里金插值

根据目前常用的野外观测方法,获取表层土壤

含水率耗费的人力物力远比蒸散量要少,因此,通过表层土壤储水量信息来提高作物蒸散估计精度是相对经济、有效的方法。

在 97 个蒸散量有效观测数据中,均匀选取 24、42、60、80、97 个样点数据,分别通过克里金插值方法对试验区蒸散量进行空间估计,结果如图5所示。另外,将 97 个表层土壤含水率样点数据作为协同因子,对均匀选取的不同样点数据的蒸散量数据(24、42、60、80、97 个),利用协同克里金插值估计蒸散量空间分布(图6)。从插值结果来看,上述两种方法得到的蒸散量空间分布相似性很高,均呈斑块状分布,而且高低趋势是一致的。然而,随着蒸散量样本数目的增加,在表层土壤储水量的协同下,蒸散量空间估计更加捕捉到小尺度的变异性。可见,在不增加蒸散量样本数目的前提下,利用表层土壤储水量将大大提高作物蒸散量的空间估计精度,能更准确获取空间变异特征。

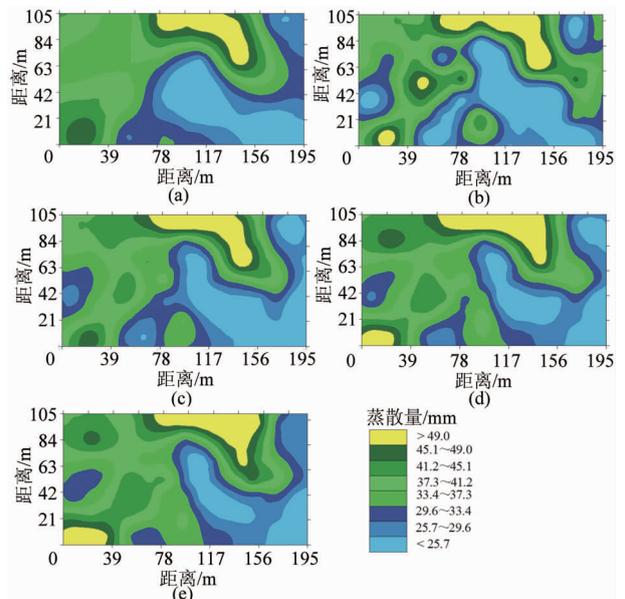


图5 基于克里金法的春小麦蒸散空间分布图

Fig.5 Spatial distribution of ET for Kriging

(a) 24 个样本数据 (b) 42 个样本数据 (c) 60 个样本数据
(d) 80 个样本数据 (e) 97 个样本数据

3.6 精度检验和采样数目优化

为了比较上述 2 种方法的插值精度,需要分别计算蒸散量估算值和实测值之间的决定系数、均方根误差和平均相对误差。如图8所示,在相同的采样数目下,基于表层土壤储水量的协同克里金插值可大大降低均方根误差和平均相对误差,并提高估计值和观测值的相关系数,估计精度明显优于克里金法插值结果。

利用 97 个表层土壤储水量采样数据作为协同变量,当试验区春小麦蒸散量采样数目减少到 80、60、42 乃至 24 个时,分别进行空间插值并分析空间

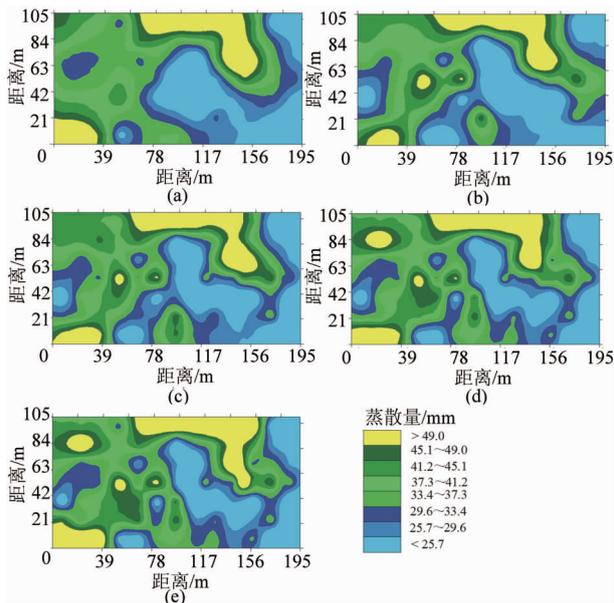


图 6 基于表层土壤储水量样本和协同克里金法的春小麦蒸散空间分布图

Fig. 6 Spatial distribution of ET for Cokriging with different samples

- (a) 24 个样本数据 (b) 42 个样本数据 (c) 60 个样本数据
- (d) 80 个样本数据 (e) 97 个样本数据

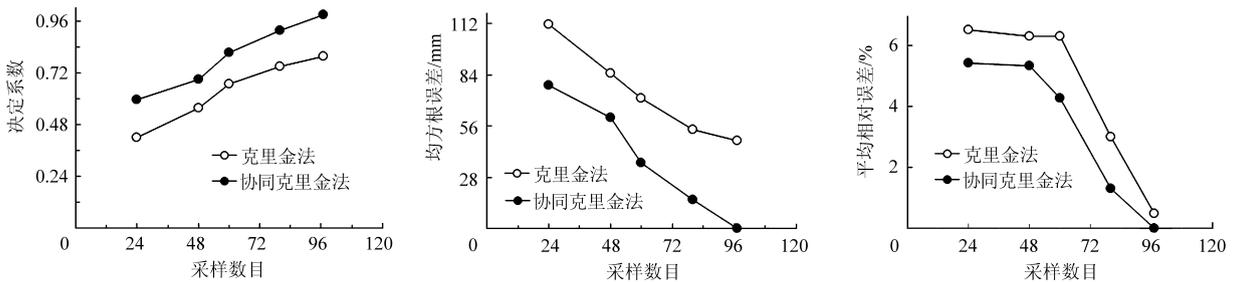


图 7 克里金、协同克里金估算值与观测值间的决定系数、均方根误差和平均相对误差

Fig. 7 Value between estimated and observed for Kriging and Cokriging

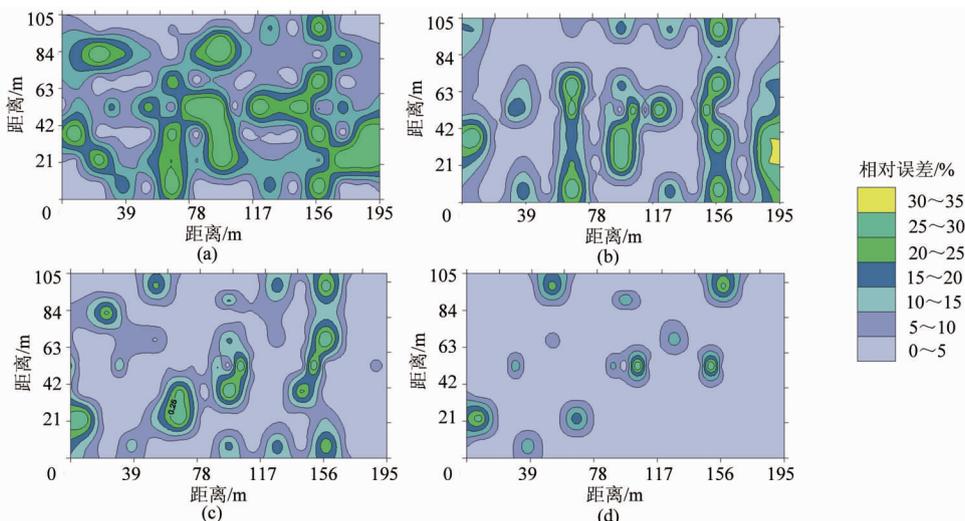


图 8 协同克里金的平均相对误差空间分布图

Fig. 8 Relative error value between estimated and observed for Cokriging

- (a) 24 个样本数据 (b) 42 个样本数据 (c) 60 个样本数据 (d) 80 个样本数据

误差。如图 8 所示,当蒸散量采样数目减少到 80、60、42 和 24 个,通过协同克里金法的空间均值估计相对误差分别是 2.8%、6.5%、9.4% 和 13.2%,可见,试验区内只需要均匀布设 42 个蒸散量采样点,就能达到 90% 以上的均值估计精度。

为了更为直观地表示蒸散量估计误差的空间分布,进一步分析可获得 80、60、42 和 24 个蒸散量采样点在协克里金插值后的平均相对误差的空间分布(图 8)。从图上看,与 97 个蒸散量实测数据相比,大部分区域的相对误差在 20% 以内,而且不同采样数目的蒸散量空间分布有高度的相似性。当蒸散量采样数目为 42,整个研究区内有高达 85% 面积的相对误差低于 20%。可见,试验区内均匀布设 42 个蒸散量样点时,不仅能得到较高精度的均值,还能得到较好的蒸散量空间分布结果。

4 结论

(1) 研究区春小麦蒸散量属于中等变异参数,即使在外观较为均匀、面积相对较小(约 2 hm²)的田块,蒸散量仍具有较高的空间变异。按照传统

采样方法,当蒸散量为 0.4,如果要满足 90% 精度要求,大概需要布置 68 个地面样点准确获取区域内的蒸散量值。

(2)当降水量较小且入渗深度小于 20 cm 时,可确定表层土壤储水量(0~20 cm)是影响研究区内春小麦蒸散量变异的主控因子,不同生育期累积蒸散量与表层土壤储水量变化值的相关系数在 0.8~0.9 之间,远大于累积蒸散量与叶面积指数的相关

系数(0.32~0.47)。

(3)相同采样数目下,协同克里金法通过表层土壤含水率辅助变量融合更多的空间信息,估计精度优于克里金法。基于表层土壤储水量和协同克里金法的蒸散量空间分析结果与地面观测相比(97 个地面观测样点),42 个蒸散量地面采样数据即可保证研究区蒸散量估计精度高于 90%。

参 考 文 献

- 1 Ward A, Elliot W. Environmental hydrology [M]. Boca Raton, FL: CRC Press, Inc., 1995.
- 2 Mauser W, Schadlich S. Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data [J]. Journal of Hydrology, 1998, 206(3-4): 281-297.
- 3 Ding R, Kang S, Li F, et al. Evapotranspiration measurement and estimation using modified Priestley-Taylor model in an irrigated maize field with mulching [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2013, 168: 140-148.
- 4 康绍忠. 计算与预报农田蒸散量的数学模型研究[J]. 西北农业大学学报, 1986, 14(1): 90-101.
Kang Shaozhong. A study of the mathematics model for the computation and prediction of evapotranspiration from the farmlands [J]. Journal of Northwestern Agricultural University, 1986, 14(1): 90-101. (in Chinese)
- 5 王靖, 李湘阁, 刘恩民, 等. 华北平原冬小麦相对蒸散与叶面积指数及表层土壤含水量的关系[J]. 中国生态农业学报, 2003, 11(2): 32-34.
Wang Jing, Li Xiangge, Liu Enmin, et al. The relationship between relative evapotranspiration and leaf area index and surface soil water content in winter wheat field of North China Plain [J]. Chinese Journal of Eco-Agriculture, 2003, 11(2): 32-34. (in Chinese)
- 6 Sellers P J, Heiser M D, Goetz F G, et al. The effects of spatial variability in topography, vegetation cover and soil moisture on are-averaged surface fluxes: a case study using the FIFE-89 data [J]. Journal of Geophysical Resources, FIFE Special Issue II, 1995, 100(D12): 25607-25629.
- 7 Sellers P J, Heiser M D, Hall F G. The impact of using area-averaged land surface properties—topography, vegetation condition, soil wetness—in calculations of intermediate scale (approximately 10 km²) surface-atmosphere heat and moisture fluxes [J]. Journal of Hydrology, 1997, 190(3-4): 269-301.
- 8 Allen R G, Bastiaanssen W G M, Tasumi M, et al. Evapotranspiration on the watershed scale using the SEBAL model and landsat images [C]//2001 ASAE Annual Meeting, ASAE Paper 012224, 2001.
- 9 McCabe M F, Wood E F. Scale influence on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors [J]. Remote Sensing of Environment, 2006, 105(4): 271-285.
- 10 Gokmen M, Vekerdy Z, Verhoef A, et al. Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions [J]. Remote Sensing of Environment, 2012, 121: 261-274.
- 11 刘昌明, 孙睿. 水循环的生态学方面: 土壤-植被-大气系统水分能量平衡研究进展 [J]. 水科学进展, 1999, 10(3): 251-259.
- 12 陈怀亮, 毛留喜, 冯定原, 等. 遥感监测土壤水分的理论、方法及研究进展 [J]. 遥感技术与应用, 1999, 14(2): 57-65.
- 13 Glenn N F, Carr J R. The use of geostatistics in relating soil moisture to RADARSAT-1 SAR data obtained over the Great Basin, Nevada, USA [J]. Computers & Geosciences, 2003, 29(5): 577-586.
- 14 Jacobs J M, Mohanty B P, Hsu E, et al. SMEX02: field scale variability, time stability and similarity of soil moisture [J]. Remote Sensing of Environment, 2004, 92(4): 436-446.
- 15 Narayan U, Lakshmi V, Njoku E G. Retrieval of soil moisture from passive and active L/S band sensor (PALS) observations during the soil moisture experiment in 2002 (SMEX02) [J]. Remote Sensing of Environment, 2004, 92(4): 483-496.
- 16 Lannoy De, Verhoest G J M, Houser N E C, et al. Spatial and temporal characteristics of soil moisture in an intensively monitored agricultural field (OPE3) [J]. Journal of Hydrology, 2006, 331(3-4): 719-730.
- 17 Lei H, Yang D. Interannual and seasonal variability in evapotranspiration and energy partitioning over an irrigated cropland in the North China Plain [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010, 150(4): 581-589.
- 18 Anderson R G, Jin Y, Goulden M L. Assessing regional evapotranspiration and water balance across a Mediterranean montane climate gradient [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2012, 166-167: 10-22.
- 19 Li X, Meng Q, Gu X, et al. A hybrid method combining pixel based and object-oriented method and its application in Hungary using Chinese HJ-1 satellite images [J]. International Journal of Remote Sensing, 2013, 34(13): 4655-4688.
- 20 冯娜娜, 李廷轩, 张锡洲, 等. 不同尺度下低山茶园土壤有机质含量的空间变异 [J]. 生态学报, 2006, 26(2): 349-356.
Feng Na'na, Li Tingxuan, Zhang Xizhou, et al. The spatial variability of the content of organic matter in hilly tea plantation soils with different sampling scales [J]. Acta Ecologica Sinica, 2006, 26(2): 349-356. (in Chinese)

- 21 Park S J, van de Giesen N. Soil-landscape delineation to define spatial sampling domains for hillslope hydrology [J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 295(1-4): 28-46.
- 22 李楠,徐东瑞,吴杨洁. 土壤养分含量的协同克里金法插值研究[J]. *浙江农业学报*, 2011, 23(5): 1001-1006.
Li Nan, Xu Dongrui, Hao Yangjie. Spatial distribution with different sampling numbers of soil nutrient using Cokriging[J]. *Acta Agriculturae Zhejiangensis*, 2011, 23(5): 1001-1006. (in Chinese)
- 23 Chaplot V, Walter C. Subsurface topography to enhance the prediction of the spatial distribution of soil wetness [J]. *Hydrological Processes*, 2003, 17(13): 2567-2580.
- 24 Western A W, Zhou S, Grayson R B, et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes [J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 286(1-4): 113-134.
- 25 佟玲. 西北干旱内陆区石羊河流域农业耗水对变化环境响应的研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学, 2007.
Tong Ling. Environment change on agricultural water consumption response in Shiyang River Basin in arid area of Northwest China [D]. Yangling: Northwest Agriculture and Forestry University, 2007. (in Chinese)
- 26 陈发祖. 蒸发测定方法[J]. *地理研究*, 1988, 7(3): 78-88.
Chen Fazu. On methods for determining evapotranspiration[J]. *Geographical Research*, 1988, 7(3): 78-88. (in Chinese)
- 27 Zhang R. *Applied geostatistics in environmental science* [M]. Monmouth Junction, NJ: Science Press and Science Press USA Inc., 2005.
- 28 张世文,王胜涛,刘娜,等. 土壤质地空间预测方法比较[J]. *农业工程学报*, 2011, 27(1): 332-339.
Zhang Shiwen, Wang Shengtao, Liu Na, et al. Comparison of spatial prediction method for soil texture [J]. *Transactions of the CSAE*, 2011, 27(1): 332-339. (in Chinese)
- 29 Bertuzzi P, Bruckler L, Chanzy A. Sampling strategies for soil water content to estimate evapotranspiration [J]. *Irrigation Science*, 1994, 14(3): 105-115.
- 30 Jara J, Stockle C, Kjelgaard J. Measurement of evapotranspiration and its components in a corn (*Zea mays* L.) field [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 92(2): 131-145.
- 31 Gilbert R. *Statistical methods for environmental pollution monitoring*[M]. New York: van Nostrand Reinhold Company Inc., 1987.
- 32 张瀛,孟庆岩,武佳丽,等. 基于环境卫星 CCD 数据的环境植被指数及叶面积指数反演研究[J]. *光谱学与光谱分析*, 2011, 31(10): 2789-2793.
Zhang Ying, Meng Qingyan, Wu Jiali, et al. Study of environmental vegetation index based on environment satellite CCD data and LAI Inversion[J]. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 2011, 31(10): 2789-2793. (in Chinese)
- 33 Hupet F, Vanclooster M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field [J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 261(1-4): 86-101.
- 34 Loague K. Soil water content at R-5, 1, spatial and temporal variability [J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 139(1-4): 233-251.
- 35 沈国农. *美国国家灌溉工程手册*[M]. 北京:中国水利水电出版社, 1998.

Spatial Interpolation Analysis of Spring Wheat Evapotranspiration Measurements in Northwest China

Wang Chunmei¹ Meng Qingyan¹ Zhan Yulin¹ Liu Miao¹ Wang Liang² Tamas Jancso³

(1. *The Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

3. *Faculty of Geoinformatics, University of West Hungary, Sopron 8000, Hungary*)

Abstract: The study investigated spatial variability of spring wheat ET and uses regression analysis to identify the ET main factors. Furthermore, the ET main factors were taken into account in the ET space research. Results showed that the geo-spatial coefficients of variation of spring wheat ET ranged from 0.328 to 0.495 at various growing stages even for homogeneous farm fields. During the spring wheat growing season, the spatial variability of cumulative ET estimates was high at the tillering - shooting stage, and then reduced at the shooting - heading stage. Comparing to leaf area index (LAI), spring wheat ET had a significant relationship with surface soil moisture content change at all the growing stages. When the rainfall infiltration depth was less than 20 cm, the soil moisture (0 ~ 20 cm) was the ET main factor. Compared with the ground-based observations, the ET estimation precision with 42 ET ground sample data was better than 90%.

Key words: Wheat Evapotranspiration Surface soil moisture Interpolation Geostatistics