

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2015.05.006

黄土高原沟壑区坡地土壤水分状态空间模拟

段良霞^{1,2}, 黄明斌², 张洛丹^{1,2}, 索立柱^{1,2}, 张永坤³

(1. 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西 杨凌 712100;

2. 西北农林科技大学水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 为掌握黄土高原沟壑区坡地土壤水分的空间分布特征及其影响因素, 采用状态空间模型和经典线性回归方法对该区不同土层深度土壤含水率的分布进行模拟。结果表明, 不同土层深度的土壤含水率呈中等程度变异, 并与海拔高度、黏粒、粉粒、砂粒含量和分形维数具有显著的空间自相关和交互相关关系, 可用于状态空间模拟分析。不同因素组合下的状态空间模拟效果均要优于线性回归方程, 其中采用海拔高度、砂粒含量和分形维数的三因素状态空间方程模拟精度最高($R^2 = 0.992$)。状态空间模拟方法可用于黄土高原坡面尺度不同土层深度土壤含水率的预测。

关键词: 坡面尺度; 土壤水分; 线性回归; 状态空间模拟; 黄土高原

中图分类号: S152.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2015)05-0649-11

土壤水是联系大气水、地表水与地下水的纽带, 在水资源的形成、转化及消耗过程中有重要作用, 并对土壤侵蚀、土壤-植被-大气传输体(SVAT)中的物质迁移以及土壤形成过程有较大影响^[1-2]。土壤、地形、植被以及气象因素在空间上普遍存在变异性, 导致了土壤水分空间分布的异质性^[3], 这种异质性表现为尺度的函数^[4-5], 如小区^[6]、地块^[7]、坡面^[8]、流域^[9]和区域^[10-11]。坡面是黄土高原沟壑区最基本地貌单元, 由于泥沙输移具有分选性, 造成侵蚀泥沙在坡面的再分布^[12], 引起土壤质地、土壤水分空间分布的差异性。在黄土高原沟壑区, 土壤水分是坡面植被生长的主要限制因子, 其空间异质性会影响植被的合理配置及恢复过程^[6]。因此, 以坡面为尺度研究土壤水分的空间变异, 有助于明确黄土高原植被恢复与土壤水分之间的相互作用机制, 并为坡面植被合理布局提供参考。

国内外已对坡面尺度土壤水分的空间变异及影响因素展开了一系列研究。潘成忠和上官周平^[13]发现陡坡土壤含水率沿坡顶到坡底呈现出先增大后持平或减小的变化趋势; 王云强等^[14]发现草地和农地坡面的土壤含水率随坡长的增大呈波浪式变化; 胡伟等^[15]表明退耕坡地土壤水分的变异程度坡上 > 坡中 > 坡下; 姚雪玲等^[16]指出土壤含水率的空间变异主要表现在不同植被之间, 而不是坡位之间; Bi等^[17]表明坡面土壤含水率随坡度的增大而减小, 阳坡比阴坡土壤含水率低; Zhu和Shao^[18]认为坡面表层15 cm土壤含水率主要受前期土壤含水量影响, 而受坡度、容重和砾石覆盖度影响较小; Gao等^[19]研究发现在坡面沟道内土壤质地对土壤水分的影响要大于地形因素; Famiglietti等^[20]表明坡面土壤表层水分在雨季主要受孔隙度和饱和导水率的影响, 在干旱条件下主要受相对高程、坡向和黏粒含量的影响; Penna等^[21]选取凸形坡、直线型坡和凹型坡3个坡面, 表明地形因子不能很好地解释土壤水分的空间变异, 而坡度和地形湿度指数可对土壤水分进行模拟。众所周知, 坡面土壤含水率具有垂直变化特征^[13-14], 但纵观已有研究, 对坡面不同土层深度土壤含水率的模拟研究较少。

收稿日期: 2015-02-05; 网络出版时间: 2015-08-21

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20150821.1730.014.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41390463)

作者简介: 段良霞(1985—), 女, 山东德州人, 博士研究生, 主要从事土壤物理方面研究。

E-mail: duanliangxia2005@126.com

通信作者: 黄明斌, E-mail: hmbd@nwsuaf.edu.cn

经典统计学采用相关分析和线性回归等方法确定土壤含水率与其影响因素的关系,并对土壤水分进行预测。但是此方法忽略了各变量的空间位置,以及不同位置上各变量与其自身及其他变量之间的空间依赖关系。状态空间模拟方法弥补了这一缺陷,并可用自回归模型来表述这种依赖关系,并成功运用于土壤饱和导水率^[22]、全钾^[23]、有机碳^[24-25]、草地净初级生产力^[26]和作物产量^[27-28]等的模拟。关于土壤水分模拟方面,状态空间方程仅有过对表层(0~6 cm)土壤含水率的模拟^[29],且没有对状态空间模拟的适用性进行验证,而表层土壤水分的变异性较大,因此,对不同土层深度(0~500 cm)土壤含水率的模拟是一个新尝试。黄土高原沟壑区人工刺槐林分布广泛,土壤水分是刺槐生长发育的主要限制因子。因此,本研究选取典型的退耕刺槐林坡面为研究对象,分析坡面土壤水分的空间分布特征,通过线性回归和状态空间方程对不同土层深度的土壤含水率进行模拟并验证,以期对坡面土壤水分管理、植被恢复和水土流失防治提供理论支持。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区域位于陕西省长武县王东沟小流域(107°40'E—107°42'E, 35°12'N—35°16'N),如图1所示,流域面积为8.3 km²,海拔高度为946~1 226 m。流域地貌分为塬面和沟壑两大单元,分别占流域面积的35%和65%,属于典型的黄土高原沟壑区。该区属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均降水量为582.3 mm,降水主要集中在7—9月,约占全年降水量的58.2%,年平均气温为9.2℃,无霜期为171 d,地下水埋深为50~80 m,无灌溉条件,农业生产水分主要依赖于天然降水,属于典型的旱作雨养农业区。塬面土壤为黑垆土,母质为中壤质马兰黄土,通透性好;梁坡和沟道的土壤类型分别以黄绵土和红土为主。自然植被类型主要有冰草(*Agropyron cristatum*)、狗尾草(*Setaira viridis*)和胡枝子(*Lespedeza bicolor Turcz*)等;人工植被主要有刺槐(*Robinia pseudoacacia*)、油松(*Pinus tabuliformis*)和山杏(*Prunus armeniaca*)等。

1.2 试验设计

1.2.1 样点布设

在王东沟小流域选择典型的刺槐林坡面(图1),坡长为187 m,根据地形特征自坡顶到坡底布设A、B两条监测样线,每隔5.5 m布设一个样点,每条样线各有35个监测点,其中本研究只对A样线进行分析,B样线用来对状态空间模型进行验证。对于每个监测点,用土钻采集土壤样品,取样深度为500 cm。在0~100 cm内,每隔10 cm取1个土样;在100~500 cm内,取样间隔为20 cm,采用烘干法(105~108℃, 10 h)测定土壤含水率。由于状态空间模拟方法是在时间序列上发展而来,只适用于一维样带数据,因此,将0~100 cm(坡顶至坡底编号为1~35)、100~200 cm(坡底至坡顶编号为36~70)、200~300 cm(坡顶至坡底编号为71~105)、300~400 cm(坡底至坡顶编号为106~140)和400~500 cm(坡顶至坡底编号为141~175)的土壤含水率均值分别作为状态空间模拟对象,共计175个(A样线),按编号顺序自1开始,到175结束,进行一维串联连接。状态空间模拟分析中,样点与样点之间的距离并不代表实际距离,而是表示其位置的相对滞后关系,本研究中样点的一维串联连接能够真实地反映出采样间隔下土壤含水率的空间变异及其相互依赖关系。



图1 黄土高原沟壑区王东沟小流域及监测点示意

Fig. 1 Distribution map of sampling location at Wangdonggou watershed in gully region of the Loess Plateau

1.2.2 样品测定

土壤含水率的测定于2014年5月10日、9月5日和12月25日进行,对应土壤水分样品6300个,测定前没有发生降水事件,由于3次土壤含水率的变化趋势基本一致,故将3次土壤含水率的平均值进行状态空间模拟分析。同时每隔20 cm取1个土壤样品在自然条件下进行风干,然后分别将0~100 cm、100~200 cm、200~300 cm、300~400 cm和400~500 cm的每5个土壤样品进行均匀混合,并过2 mm土壤干筛,用激光粒度仪测定土壤质地,共计350个。土壤含水率影响因素中,选取海拔高度、黏粒、粉粒、砂粒含量、土壤颗粒中值直径和分形维数。黏粒、粉粒和砂粒的分级采用美国制分类系统,土壤颗粒中值直径可在土壤质地分布图中获得。土壤颗粒分形维数可反映土壤结构和土壤属性等,其计算公式为^[30]

$$\frac{V_{(\delta < \bar{d}_i)}}{V_0} = \left(\frac{\bar{d}_i}{\bar{d}_{\max}} \right)^{3-D} \quad (1)$$

式中 \bar{d}_i 为相邻两筛分粒级 d_i 和 d_{i+1} 的平均粒径; $V_{(\delta < \bar{d}_i)}$ 为粒径小于 d_i 的土壤颗粒累积体积; V_0 为土壤颗粒总体积; \bar{d}_{\max} 为最大粒级颗粒的平均直径; D 为分形维数。以 $\lg\left(\frac{\bar{d}_i}{\bar{d}_{\max}}\right)$ 为横坐标, $\lg\left[\frac{V_{(\delta < \bar{d}_i)}}{V_0}\right]$ 为纵坐标做线性拟合,直线斜率为 $3-D$,即可求出分形维数。

1.3 经典统计学分析

对土壤含水率、海拔高度、黏粒、粉粒、砂粒含量、土壤颗粒中值直径和分形维数进行描述性统计分析,获得最小值、最大值、平均值、标准差和变异系数等统计信息。变异系数(C_v)用来表示各变量的变异程度,当 $C_v \leq 10\%$ 时为弱变异,当 $10\% < C_v < 100\%$ 时为中等程度变异, $C_v \geq 100\%$ 时为强变异^[24]。皮尔逊(Pearson)相关系数用来探寻土壤含水率与其他各变量之间的相关性;运用单因素方差分析比较不同土层深度土壤含水率的差异;基于土壤含水率的各影响因素,运用线性回归模型模拟土壤含水率的空间分布。

1.4 状态空间模拟理论

状态空间模拟方法在时间序列数据相互依赖的基础上建立,可以根据过去的过程预测未来的状况。状态空间方程可用一个空间状态下的变量值对下一个或几个空间状态下变量值进行模拟,一般包括2个方程,状态方程和观测方程^[31-32]。在状态空间模拟分析中,位置 i 处观测的一组状态向量与在位置 $i-h$ 处的状态向量具有空间相关性。其中当 $h=1$ 时,状态方程为

$$Z_i = \phi Z_{i-1} + w_i \quad (2)$$

式中 Z_i 为位置 i 处的状态向量,为 p 个变量在 i 处的值; ϕ 为空间转换系数矩阵,是一个 $p \times p$ 维的系数矩阵; w_i 为模型误差,也是一个普通的 $p \times p$ 协方差矩阵,它在空间位置上不相关,且服从均值为0、方差恒定的正态分布。空间转移矩阵 ϕ 和空间协方差矩阵 w_i 通过迭代回归的方法求得^[33]。状态向量 Z_i 可以通过观测矩阵 M_i 和误差项 v_i 与观测向量联系起来产生观测方程:

$$Y_i = M_i Z_i + v_i \quad (3)$$

式中 v_i 为在空间位置上不相关的普通协方差矩阵,同样符合均值为0且方差恒定的正态分布,2个方程中的模型误差 w_i 和观测误差 v_i 相互独立。 Y_i 为观测向量, Z_i 为变量的全部真实状态,可认为是观测向量经平滑滤波处理,消除“噪音”后的状态。所以,观测向量未必能反映变量的真实状态,等于变量的真实状态再加上一个不能确定的误差,只是系统状态的一个间接反映^[33-34]。

为消除不同变量之间数量级的差异,进行状态空间模拟之前要对数据进行标准化处理^[32],其方程为

$$x_i = [X_i - (m - 2s)]/4s \quad (4)$$

式中 X_i 为标准化处理前变量值; x_i 为标准化处理后变量值,其均值为0.5,标准差为0.25; m 和 s 分别为标准化处理前变量的均值和标准差。

1.5 数据处理

相关经典统计学分析均在SPSS17.0软件中进行。各变量的空间自相关分析、交互相关分析以及土壤水分

的状态空间模拟均在 ASTSA (Applied Statistical Time Series Analysis) 软件下实现。线性回归和状态空间模型的模拟效果采用决定系数 R^2 和纳什效率系数 N_{SE} 来评估, R^2 和 N_{SE} 的值越大, 则模拟效果越好。 N_{SE} 计算公式为

$$N_{SE} = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - P_m)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2} \quad (5)$$

式中 O_i 为土壤含水率真实值; O_m 为土壤含水率真实值的平均值; P_i 为土壤含水率预测值; P_m 为土壤含水率预测值的平均值。

2 结果与分析

2.1 各变量的空间分布特征

土壤含水率、海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量、土壤颗粒中值直径和分形维数沿 175 个样点 (A 样线) 的分布状况如图 2 所示。可以看出, 土壤含水率沿一维样带分布总体上呈现逐渐变小的趋势。为较直观地分析不同深度土壤含水率的大小, 各土层土壤含水率的数值分布及差异性比较见图 3。0 ~ 100 cm 和 100 ~ 200 cm 土层含水率显著大于其余 3 个土层含水率, 而随着土壤深度的增加, 200 ~ 300 cm、300 ~ 400 cm 和 400 ~ 500 cm 的土壤含水率并没有显著性差异。黏粒含量、土壤颗粒中值直径和分形维数沿一维样带的分布比较杂乱, 无明显变化规律, 局部波动性较大(图 2)。砂粒含量与土壤含水率的变化趋势具有一致性, 沿着一维样带分布呈逐渐变小趋势, 而粉粒含量则沿着样带分布呈现逐渐增大趋势(图 2)。

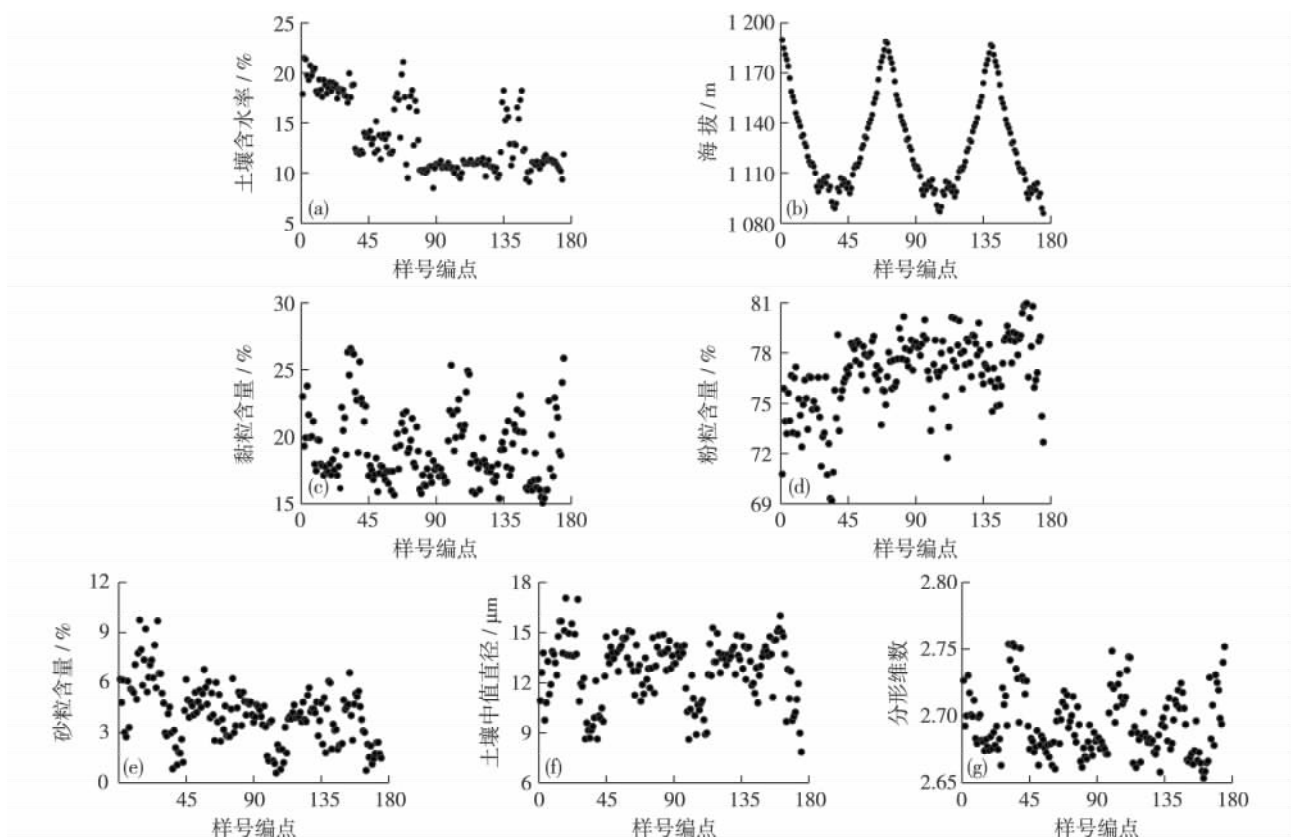


图 2 土壤含水率及其他变量沿 175 个样点的分布状况

Fig. 2 Spatial distribution of soil water content and other variables along the 175 points transect

表 1 列出了土壤含水率、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量、土壤颗粒中值直径和分形维数的统计特征值。粉粒含量和分形维数的变异系数均较小, 分别为 3% 和 1%, 属于弱变异; 土壤含水率、海拔高度、黏粒含量、砂粒含量和土壤颗粒中值直径的变异系数为 14% ~ 43%, 为中等程度变异。土壤含水率与海拔高度、黏粒含量、砂粒含量和土壤颗粒中值直径的变异系数为 14% ~ 43%, 为中等程度变异。土壤含水率与海拔高度、黏粒含量、砂粒含量和分形维数显著正相关, 与粉粒含量显著负相关, 而与土壤颗粒中值直径并不存在显著相关关系。结合各变量沿样点的分布(图 2), 土壤含水率与砂粒含量沿样点的分布大体一致, 而与粉粒含量相反, 这与相关分析中土壤含水率与砂粒含量呈正相关, 与粉粒含量呈负相关统一。由此可见, 土壤质地对坡面不同土层土壤含水率的空间分布影响较大^[35]。在线性回归和状态空间模拟分析中, 只选择与土壤含水率显著相关的海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数进行空间自相关和交互相关分析。

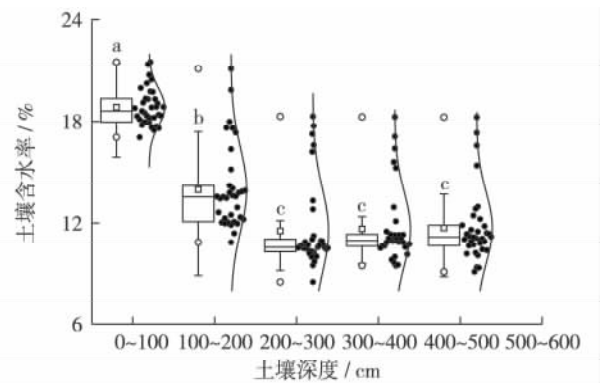


图 3 不同深度土壤含水率的差异性比较

Fig. 3 Comparison of soil water content between different soil depths

表 1 土壤含水率及其影响因素的统计特征值

Table 1 Descriptive statistics of soil water content and pertinent variables at 175 sampling sites

变量	土壤含水率/ %	海拔高度/ m	黏粒含量/ %	粉粒含量/ %	砂粒含量/ %	土壤中值直径/ μm	分形维数
最小值	8.53	1 086	15.06	69.18	0.59	7.83	2.65
最大值	21.50	1 190	26.56	80.97	9.76	17.06	2.75
平均值	13.54	1 128	19.07	76.80	4.12	12.76	2.69
标准差	3.51	29	2.65	2.11	2.60	1.89	0.02
变量	土壤含水率	海拔高度	黏粒含量	粉粒含量	砂粒含量	土壤中值直径	分形维数
变异系数	0.26	0.15	0.14	0.03	0.43	0.15	0.01
相关系数	1.000	0.378 **	0.252 **	-0.574 **	0.360 **	0.007	0.212 **

注: 相关系数为土壤含水率与各变量间的关系; ** 表示在 $P < 0.01$ 水平上显著。

2.2 土壤含水率与其影响因素的自相关和交互相关分析

空间自相关系数可定量表征变量在空间上的依赖关系, 对于某个变量, 当获取不同位置处的测定值时, 便得到随滞后距离变化的自相关系数^[24-26]。在进行状态空间模拟分析之前, 要确定各变量在不同空间滞后距离下的相关性^[32]。土壤含水率、海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数的空间自相关分析如图 4 所示, 自相关系数大于 95% 置信水平下的临界值 0.148, 则具有显著自相关性, 反之则不具有显著自相关性。土壤含水率在 20 个滞后距离下具有显著空间自相关性, 在各变量中空间依赖性最强; 海拔高度、粉粒含量和砂粒含量的空间自相关性也较强, 滞后距离分别为 13、13 和 9, 这与它们沿样点的分布有明显变化趋势有关; 黏粒和分形维数的自相关滞后距离最小, 滞后距离均为 6。变量只要在 1 个滞后距离下显著自相关, 即可进行状态空间分析^[33], 因此, 6 个变量均满足状态空间模拟的要求。

自相关展现了单变量在空间上的相关性, 而交互相关则是表示双变量(土壤含水率与海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量、分形维数之间)在空间上是否相关的有力工具, 交互相关分析也是进行状态空间模拟之前的必备工作^[33]。如图 5 所示, 土壤含水率与各变量的空间交互相关具有方向性, 且在不同的滞后距离上交互相关系数大小不同, 总体上随着滞后距离的增大, 相关系数逐渐变小。土壤含水率与海拔高度、黏粒、砂粒含量和分形维数具有显著正交互相关性, 而与粉粒含量存在显著负交互相关关系。从交互相关性程度来看, 土壤含水率与粉粒含量和砂粒含量均在正负方向 10 个滞后距离范围内显著相关, 表现出较强的空间交互相关性; 土壤含水率与海拔高度在不同滞后距离上的空间相关性也较强, 正方向上滞后距离为 7 个, 负方向上为 9 个; 但是, 土壤含水率与黏粒含量和分形维数交互相关的滞后距离较短, 在正方向上均为

2 个滞后距离，负方向上均为 1 个。事实上，相关滞后距离的大小与相关系数大小并无必然联系，在不同滞后距离上，相关系数的相对大小也不相同^[22]。因此，相对经典的相关分析而言，交互相关系数可以很好地揭示土壤含水率与海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数在不同滞后距离下的相关性。

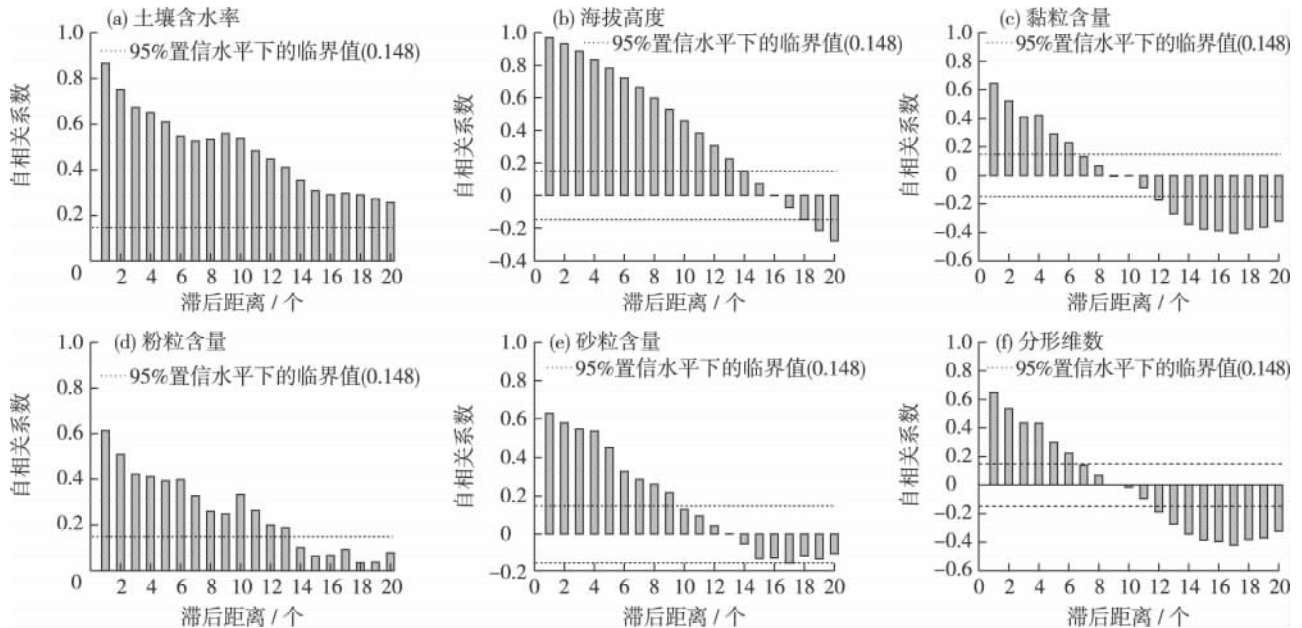


图 4 土壤含水率及其影响因素的空间自相关

Fig. 4 Autocorrelation functions for soil water content and its influencing factors

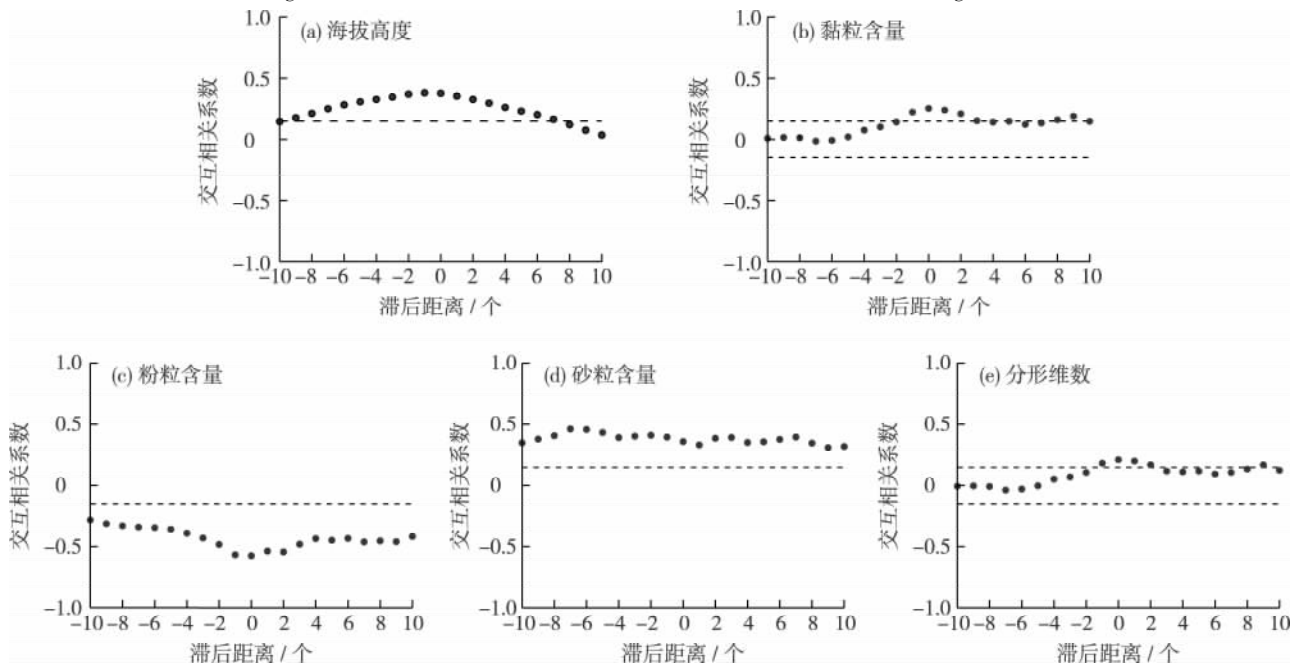


图 5 土壤含水率与其影响因素的空间交互相关

Fig. 5 Cross-correlation functions between soil water content and its influencing factors

2.3 土壤含水率的状态空间模拟

状态空间模拟要求变量的空间自相关和交互相关至少在 1 个滞后距离下显著相关，因此将海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数均引入到状态空间方程中对土壤含水率进行模拟，通过不同变量之间相互组合，选取最能准确模拟土壤含水率的一阶状态空间方程。根据组合结果分单因素、双因素和三因素

3 个组别, 由于黏粒含量、粉粒含量和砂粒含量均属于土壤质地, 为了避免他们之间可能存在交互作用, 此 3 个变量不同时出现在状态空间方程中。

在单因素状态空间方程中, 各变量均能较好地对土壤含水率进行模拟, R^2 在 0.970 以上, 其中砂粒含量的模拟效果最好, 可解释土壤含水率空间变异的 98.7%, N_{SE} 为 0.986 (表 2)。对于 i 处的土壤含水率, $i-1$ 处含水率贡献率达 76.2%~85.7%, 而其影响因素贡献率仅为 9.1%~19.2%, 也就是说 $i-1$ 处海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数对 i 处土壤含水率解释的变异不如 $i-1$ 处土壤含水率本身贡献率大。在土壤含水率的影响因素中, 砂粒的相对贡献率最大为 19.2%, 说明砂粒对土壤含水率影响较大, 这与单因素方程中, 砂粒具有最好的模拟效果相吻合。但是, 砂粒与土壤含水率的相关系数不是最大, 也不是空间自相关最强的因素。因此, 状态空间模拟的优劣与变量的相关性和空间自相关性没有关系, 这与相关学者的研究具有一致性^[22-23 29]。

表 2 基于不同因素组合下土壤含水率的状态空间预测方程

Table 2 State-space equations of soil water content using different combinations of variables

	状态空间方程	R^2	N_{SE}
单因素	$(S_{WC})_i = 0.784(S_{WC})_{i-1} + 0.166(E)_{i-1} + w_i$	0.986	0.985
	$(S_{WC})_i = 0.803(S_{WC})_{i-1} + 0.148(W_{clay})_{i-1} + w_i$	0.981	0.980
	$(S_{WC})_i = 0.857(S_{WC})_{i-1} + 0.091(W_{silt})_{i-1} + w_i$	0.976	0.975
	$(S_{WC})_i = 0.762(S_{WC})_{i-1} + 0.192(W_{sand})_{i-1} + w_i$	0.987	0.986
	$(S_{WC})_i = 0.808(S_{WC})_{i-1} + 0.143(D)_{i-1} + w_i$	0.982	0.980
双因素	$(S_{WC})_i = 0.726(S_{WC})_{i-1} + 0.136(E)_{i-1} + 0.109(W_{clay})_{i-1} + w_i$	0.989	0.988
	$(S_{WC})_i = 0.777(S_{WC})_{i-1} + 0.147(E)_{i-1} + 0.035(W_{silt})_{i-1} + w_i$	0.986	0.985
	$(S_{WC})_i = 0.705(S_{WC})_{i-1} + 0.117(E)_{i-1} + 0.148(W_{sand})_{i-1} + w_i$	0.990	0.988
	$(S_{WC})_i = 0.729(S_{WC})_{i-1} + 0.137(E)_{i-1} + 0.104(D)_{i-1} + w_i$	0.989	0.988
	$(S_{WC})_i = 0.784(S_{WC})_{i-1} + 0.093(W_{clay})_{i-1} + 0.081(D)_{i-1} + w_i$	0.986	0.985
	$(S_{WC})_i = 0.790(S_{WC})_{i-1} + 0.057(W_{silt})_{i-1} + 0.119(D)_{i-1} + w_i$	0.986	0.985
	$(S_{WC})_i = 0.690(S_{WC})_{i-1} + 0.173(W_{sand})_{i-1} + 0.118(D)_{i-1} + w_i$	0.989	0.988
三因素	$(S_{WC})_i = 0.715(S_{WC})_{i-1} + 0.130(E)_{i-1} + 0.070(W_{clay})_{i-1} + 0.060(D)_{i-1} + w_i$	0.985	0.984
	$(S_{WC})_i = 0.729(S_{WC})_{i-1} + 0.132(E)_{i-1} + 0.012(W_{silt})_{i-1} + 0.101(D)_{i-1} + w_i$	0.990	0.989
	$(S_{WC})_i = 0.658(S_{WC})_{i-1} + 0.093(E)_{i-1} + 0.142(W_{sand})_{i-1} + 0.096(D)_{i-1} + w_i$	0.992	0.991

注: S_{WC} 为土壤含水率; E 为海拔高度; W_{clay} 为黏粒含量; W_{silt} 为粉粒含量; W_{sand} 为砂粒含量; D 为分形维数。

在双因素状态空间方程中, 海拔高度和砂粒含量组合的模拟效果最好, R^2 为 0.990, N_{SE} 为 0.988, 海拔高度和砂粒含量的相对贡献率分别为 11.7% 和 14.8%。三因素状态空间模拟土壤含水率效果最好的是海拔高度、砂粒含量和分形维数, 可解释土壤含水率空间变异的 99.2% (表 2)。同时, 为了使状态空间模拟结果的表达更加清晰, 土壤含水率的真实值、预测值以及 95% 的预测置信区间如图 6 所示。3 个最优方程对土壤含水率模拟效果均较好, 95% 预测置信区间较窄, 真实值和预测值之间也很紧凑。

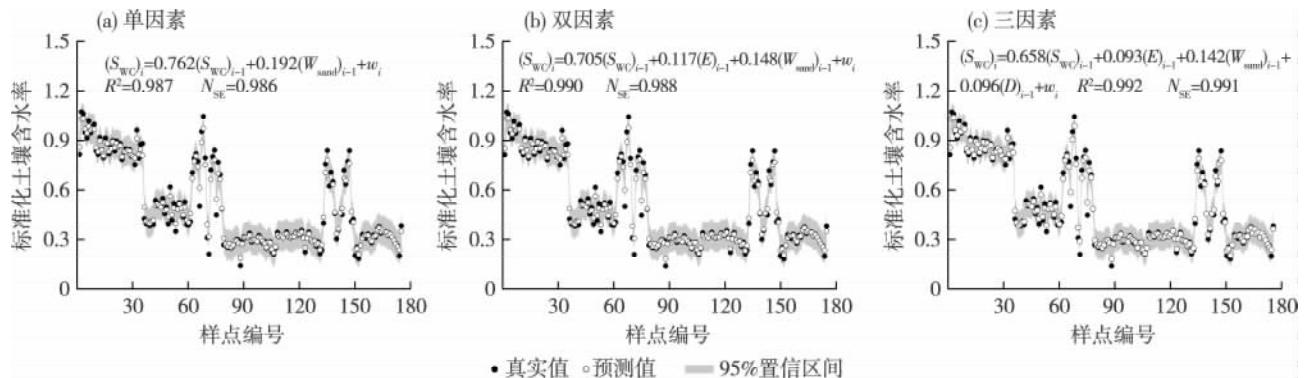


图 6 不同因素组合的最优状态空间方程模拟标准化土壤含水率分布

Fig. 6 Scaled soil water content estimated by best state-space equations based on different combinations

2.4 土壤含水率的线性回归模拟

为比较状态空间方程与经典线性回归对土壤含水率模拟效果的优劣,将相同组合下的各变量进行线性回归分析。如表 3 所示,单因素回归方程中,粉粒含量与土壤含水率的相关性最好,但其所能解释的土壤含水率变异仅为 33%,海拔高度、黏粒含量、砂粒含量和分形维数对土壤含水率的模拟效果更差,其 R^2 仅在 0.045 ~ 0.143 之间;双因素方程中,海拔高度和粉粒含量的组合对土壤含水率的模拟效果最优,其 R^2 为 0.450, N_{SE} 为 0.433;在所有线性回归方程中,海拔高度、粉粒含量和分形维数的组合有最优的模拟结果, R^2 也仅为 0.496。自单因素到双因素和三因素,随着变量的增多,线性回归方程对土壤含水率的模拟效果逐渐变好。

表 3 基于不同因素组合下土壤含水率的线性回归方程

Table 3 Linear regression equations of soil water content using different combinations of variables

	线性回归方程	R^2	N_{SE}
单因素	$S_{WC} = -38.169 + 0.046E$	0.143	0.138
	$S_{WC} = 0.333 + 7.188W_{clay}$	0.064	0.058
	$S_{WC} = 81.341 - 0.883W_{silt}$	0.330	0.326
	$S_{WC} = 0.711 + 10.616W_{sand}$	0.130	0.125
	$S_{WC} = 30.986 - 69.934D$	0.045	0.039
双因素	$S_{WC} = -48.155 + 0.048E + 0.372W_{clay}$	0.222	0.213
	$S_{WC} = 31.562 + 0.042E - 0.853W_{silt}$	0.450	0.433
	$S_{WC} = -33.095 + 0.039E + 0.595W_{sand}$	0.231	0.222
	$S_{WC} = -141.469 + 0.049E + 37.025D$	0.206	0.197
	$S_{WC} = 1517.939 + 5.719W_{clay} - 598.907D$	0.224	0.215
	$S_{WC} = 271.854 - 1.319W_{silt} - 58.281D$	0.408	0.401
三因素	$S_{WC} = -237.778 + 1.416W_{sand} + 91.124D$	0.391	0.383
	$S_{WC} = 1138.920 + 0.037E + 4.551W_{clay} - 465.640D$	0.311	0.298
	$S_{WC} = 186.813 + 0.037E - 1.198W_{silt} - 45.549D$	0.496	0.487
	$S_{WC} = -280.790 + 0.039E + 1.299W_{sand} + 90.947D$	0.490	0.481

通过对比表 2 和表 3,根据 R^2 和 N_{SE} 的大小可以看出,无论单因素、双因素还是三因素方程,状态空间方程的模拟效果要远优于线性回归方程。在整个线性回归方程中,最优方程的 R^2 仅为 0.496,而状态空间方程的单因素粉粒含量的模拟效果最差,其 R^2 也高达 0.976。由于状态空间方程较经典线性回归而言,很好地考虑了土壤含水率与其自身及影响因素在空间位置上的相关性,同时引入了观测误差和模型误差^[23],因此,在黄土高原沟壑区,状态空间模拟方程比线性回归更能精确地模拟坡地土壤含水率的空间分布。

2.5 状态空间方程适用性检验

对 A 样线 175 个样点土壤含水率的状态空间模拟表明,单因素、双因素和三因素的最优变量组合分别为砂粒含量、海拔高度 + 砂粒含量、海拔高度 + 砂粒含量 + 分形维数,因此,将上述组合分别引入到 B 样线土壤含水率的模拟中(A、B 样线一维串联方式相同),以检验此方法在坡地土壤含水率模拟中的适用性。如图 7 所示,3 种组合下的状态空间方程对土壤含水率的模拟效果均较好, R^2 和 N_{SE} 均在 0.980 以上。在单因素和双因素组合中,只有土壤含水率值较小和较大时,散点偏离 1:1 预测线,其余情况下散点均匀分布在 1:1 预测线两侧;而三因素组合下,土壤含水率真实值和预测值几乎在一条直线上,模拟效果最优。因此,状态空间模拟在黄土高原沟壑坡地土壤含水率的预测中具有很好的适用性,可用于土壤含水率的模拟,这对于深入理解影响土壤水分分布的主导因素和指导坡地水分的管理具有极其重要的意义。

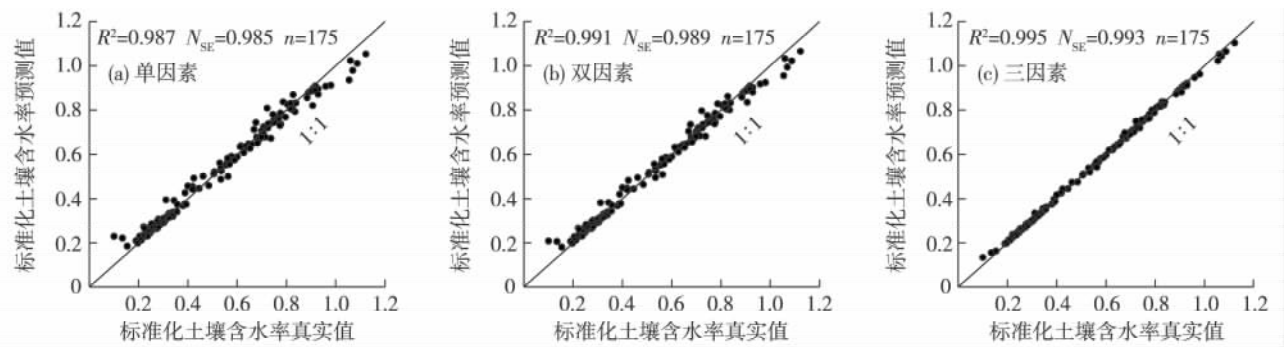


图7 不同因素组合下标准化土壤含水率的真实值与预测值比较

Fig. 7 Measured vs. estimated scaled soil water content by state-space equations with different combinations

3 结 论

(1) 黄土高原沟壑区不同土层深度土壤含水率在坡面尺度上表现为中等程度变异, Pearson 相关分析表明, 土壤含水率与海拔高度、黏粒含量、砂粒含量和分形维数呈显著正相关, 而与粉粒含量呈显著负相关。

(2) 土壤含水率在 175 个采样点上具有显著空间自相关结构, 并与海拔高度、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和分形维数在不同滞后距离上存在显著空间交互相关关系。

(3) 不同因素组合下的状态空间方程模拟效果均远优于线性回归方程, 其中海拔高度、砂粒含量和分形维数的组合对土壤含水率的模拟精度最高。

(4) 将 A 样线土壤含水率模拟最优的单因素(砂粒含量)、双因素(海拔高度 + 砂粒含量)和三因素(海拔高度 + 砂粒含量 + 分形维数)变量组合引入到 B 样线进行模型适用性检验, 其 $R^2 > 0.980$, $N_{SE} > 0.980$, 可用于黄土高原沟壑区坡地土壤含水率的模拟。

参考文献:

- [1] 雷志栋, 胡和平, 杨诗秀. 土壤水研究进展与评述 [J]. 水科学进展, 1999, 10(3): 311-318. (LEI Zhidong, HU Heping, YANG Shixiu. A review of soil water research [J]. Advances in Water Science, 1999, 10(3): 311-318. (in Chinese))
- [2] 高晓东, 赵西宁, 张宝庆, 等. 基于指数滤波法估算沟道根区土壤水分 [J]. 水科学进展, 2014, 25(5): 684-694. (GAO Xiaodong, ZHAO Xining, ZHANG Baoqing, et al. Estimation of root-zone soil moisture over gullies using an exponential filter [J]. Advances in Water Science, 2014, 25(5): 684-694. (in Chinese))
- [3] 姚淑霞, 张铜会, 赵传成. 科尔沁沙地土壤水分动态分析及其概率密度函数模拟 [J]. 水科学进展, 2013, 24(1): 62-72. (YAO Shuxia, ZHANG Tonghui, ZHAO Chuancheng. Analysis of soil moisture dynamics and its probability density function simulation in Horqin Sand Land [J]. Advances in Water Science, 2013, 24(1): 62-72. (in Chinese))
- [4] 胡伟, 邵明安, 王全九. 黄土高原退耕坡地土壤水分空间变异的尺度性研究 [J]. 农业工程学报, 2005, 21(8): 11-16. (HU Wei, SHAO Ming'an, WANG Quanjiu. Scale-dependency of spatial variability of soil moisture on a degraded slope-land on the Loess Plateau [J]. Transaction of the CSAE, 2005, 21(8): 11-16. (in Chinese))
- [5] 李元寿, 王根绪, 丁永建, 等. 青藏高原高寒草甸区土壤水分的空间异质性 [J]. 水科学进展, 2008, 19(1): 61-67. (LI Yuanshou, WANG Genxu, DING Yongjian, et al. Spatial heterogeneity of soil moisture in alpine meadow area of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Advances in Water Science, 2008, 19(1): 61-67. (in Chinese))
- [6] JIA Y H, SHAO M A, JIA X X. Spatial pattern of soil moisture and its temporal stability within profiles on a loessial slope in north-western China [J]. Journal of Hydrology, 2013, 495: 150-161.
- [7] 胡克林, 李保国, 陈德立, 等. 农田土壤水分和盐分的空间变异性及其协同克里格估值 [J]. 水科学进展, 2001, 12(4): 460-466. (HU Kelin, LI Baoguo, CHEN Deli, et al. Spatial variability of soil water and salt in field and their estimations by the CoKriging [J]. Advances in Water Science, 2001, 12(4): 460-466. (in Chinese))
- [8] 余冬立, 邵明安, 俞双恩. 黄土区农草混合利用坡面土壤水分空间变异性 [J]. 农业机械学报, 2010, 41(7): 57-63. (SHE

- Dongli, SHAO Ming'an, YU Shuang'en. Spatial variability of soil water content on a cropland-grassland mixed slope land in the Loess Plateau, China [J]. *Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery*, 2010, 41(7): 57-63. (in Chinese)
- [9] 王军, 傅伯杰, 邱扬, 等. 黄土丘陵小流域土壤水分的时空变异特征: 半变异函数 [J]. *地理学报*, 2000, 55(4): 428-438. (WANG Jun, FU Bojie, QIU Yang, et al. Spatiotemporal variability of soil moisture in small catchment on Loess Plateau: Semivariograms [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2000, 55(4): 428-438. (in Chinese))
- [10] 李琴, 陈曦, VEROUSTRAETE F, 等. 干旱半干旱区土壤含水量反演与验证 [J]. *水科学进展*, 2010, 21(2): 201-207. (LI Qin, CHEN Xi, VEROUSTRAETE F, et al. Validation of soilmoisture retrieval in arid and semi-arid areas [J]. *Advances in Water Science*, 2010, 21(2): 201-207. (in Chinese))
- [11] 王云强, 邵明安, 刘志鹏. 黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性 [J]. *水科学进展*, 2012, 23(3): 310-316. (WANG Yunqiang, SHAO Ming'an, LIU Zhipeng. Spatial variability of soil moisture at a regional scale in the Loess Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 2012, 23(3): 310-316. (in Chinese))
- [12] ASADI H, MOUSSAVI A, GHADIRI H, et al. Flow-driven soil erosion processes and the size selectivity of sediment [J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 406(1): 73-81.
- [13] 潘成忠, 上官周平. 黄土半干旱丘陵陵区陡坡地土壤水分空间变异性研究 [J]. *农业工程学报*, 2003, 19(6): 5-9. (PAN Chengzhong, SHANGGUAN Zhouping. Spatial variability of soil moisture on steep slopeland in loess hill region [J]. *Transaction of the CSAE*, 2003, 19(6): 5-9. (in Chinese))
- [14] 王云强, 张兴昌, 从伟, 等. 黄土区不同土地利用方式坡面土壤含水率的空间变异性研究 [J]. *农业工程学报*, 2006, 22(12): 65-71. (WANG Yunqiang, ZHANG Xingchang, CONG Wei, et al. Spatial variability of soil moisture on slope-land under different land uses on the Loess Plateau [J]. *Transaction of the CSAE*, 2006, 22(12): 65-71. (in Chinese))
- [15] 胡伟, 邵明安, 王全九. 黄土高原退耕坡地土壤水分空间变异性研究 [J]. *水科学进展*, 2006, 17(1): 74-81. (HU Wei, SHAO Ming'an, WANG Quanjiu. Study on spatial variability of soil moisture on the recultivated slope-land on the Loess Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 2006, 17(1): 74-81. (in Chinese))
- [16] 姚雪玲, 傅伯杰, 吕一河. 黄土丘陵沟壑区坡面尺度土壤水分空间变异及影响因子 [J]. *生态学报*, 2012, 32(16): 4961-4968. (YAO Xueling, FU Bojie, LYU Yihe. Spatial patterns of soil moisture at transect scale in the Loess Plateau of China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2012, 32(16): 4961-4968. (in Chinese))
- [17] BI H X, ZHANG J J, ZHU J Z, et al. Spatial dynamics of soil moisture in a complex terrain in the semi-arid Loess Plateau Region, China [J]. *Journal of the American Water Resources Association*, 2008, 44(5): 1121-1131.
- [18] ZHU Y J, SHAO M A. Variability and pattern of surface moisture on a small-scale hillslope in Liudaogou catchment on the northern Loess Plateau of China [J]. *Geoderma*, 2008, 147(3/4): 185-191.
- [19] GAO X D, WU P T, ZHAO X N, et al. Soil moisture variability along transects over a well-developed gully in the Loess Plateau, China [J]. *Catena*, 2011, 87(3): 357-367.
- [20] FAMIGLIETTI J S, RUDNICKI J W, RODELL M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas [J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 210(1/2/3/4): 259-281.
- [21] PENNA D, BORGA M, NORBIATO D, et al. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain [J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 364(3/4): 311-327.
- [22] 赵春雷, 邵明安, 贾小旭. 黄土高原北部坡面尺度土壤饱和导水率分布与模拟 [J]. *水科学进展*, 2014, 25(6): 806-815. (ZHAO Chunlei, SHAO Ming'an, JIA Xiaoxu. Distribution and simulation of saturated soil hydraulic conductivity at a slope of northern Loess Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 2014, 25(6): 806-815. (in Chinese))
- [23] 刘志鹏, 邵明安, 王云强. 区域尺度下黄土高原土壤全钾含量的空间模拟 [J]. *农业工程学报*, 2012, 28(22): 132-140. (LIU Zhipeng, SHAO Ming'an, WANG Yunqiang. Spatial simulation of soil total potassium in regional scale for Loess Plateau region [J]. *Transactions of the CSAE*, 2012, 28(22): 132-140. (in Chinese))
- [24] LIU Z P, SHAO M A, WANG Y Q. Estimating soil organic carbon across a large-scale region: A state-space modeling approach [J]. *Soil Science*, 2012, 177(10): 607-618.
- [25] SHE D L, GAO X M, SONG J R, et al. Soil organic carbon estimation with topographic properties in artificial grassland using a state-space modeling approach [J]. *Canadian Journal of Soil Science*, 2014, 94: 503-514.
- [26] JIA X X, SHAO M A, WEI X R, et al. Estimating total net primary productivity of managed grasslands by a state-space modeling approach in a small catchment on the Loess Plateau, China [J]. *Geoderma*, 2011, 160(3): 281-291.

- [27] TIMM L C , REICHARDT K , OLIVEIRA J C M , et al. Sugarcane production evaluated by the state-space approach [J]. *Journal of Hydrology* , 2003 , 272(1) : 226-237.
- [28] WENDROTH O , REUTER H I , KERSEBAUM K C. Predicting yield of barley across a landscape: A state-space modeling approach [J]. *Journal of Hydrology* , 2003 , 272(1) : 250-263.
- [29] 贾小旭,邵明安,魏孝荣,等. 黄土高原北部草地表层土壤水分状态空间模拟 [J]. *农业工程学报* , 2010 , 26(10) : 38-44. (JIA Xiaoxu , SHAO Ming'an , WEI Xiaorong , et al. State-space simulation of soil surface water content in grassland of northern Loess Plateau [J]. *Transactions of the CSAE* , 2010 , 26(10) : 38-44. (in Chinese))
- [30] XU G C , LI Z B , LI P. Fractal features of soil particle-size distribution and total soil nitrogen distribution in a typical watershed in the source area of the middle Dan River , China [J]. *Catena* , 2013 , 101: 17-23.
- [31] AQUINO L S , TIMM L C , REICHARDT K , et al. State-space approach to evaluate effects of land levelling on the spatial relationships of soil properties of a lowland area [J]. *Soil & Tillage Research* , 2015 , 145: 135-147.
- [32] STEVENSON F C , KNIGHT J D , WENDROTH O , et al. A comparison of two methods to predict the landscape-scale variation of crop yield [J]. *Soil & Tillage Research* , 2001 , 58(3) : 163-181.
- [33] JIA X X , SHAO M A , WEI X R. State-space prediction of soil respiration time series in temperate , semi-arid grassland in northern China [J]. *Soil Research* , 2012 , 50(4) : 293-303.
- [34] JOSCHKO M , FOX C A , LENTZSCH P , et al. Spatial analysis of earthworm biodiversity at the regional scale [J]. *Agriculture , Ecosystems and Environment* , 2006 , 112(4) : 367-380.
- [35] WANG Y Q , SHAO M A , LIU Z P , et al. Regional spatial pattern of deep soil water content and its influencing factors [J]. *Hydrological Sciences Journal* , 2012 , 57(2) : 265-281.

State-space prediction of soil water content on a hillslope in the gully region of the Loess Plateau , China*

DUAN Liangxia^{1,2} , HUANG Mingbin² , ZHANG Luodan^{1,2} , SUO Lizhu^{1,2} , ZHANG Yongkun³

(1. *College of Resources and Environment , Northwest A&F University , Yangling 712100 , China*; 2. *State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau , Institute of Soil and Water Conservation , Northwest A&F University , Yangling 712100 , China*; 3. *University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100049 , China*)

Abstract: Soil water content is one of the key factors affecting plant growth and eco-environment reconstruction on the Loess Plateau of China. To assess the spatial heterogeneity of soil water content and its potential influencing factors on a hillslope in the gully region of the Loess Plateau , the state-space approach and a classical linear regression approach were applied in order to identify and quantify the significant relationships between soil water content and elevation , contents of clay , silt , and sand , median soil grain size , and fractal dimension. The results showed that the soil water contents in different soil layers exhibited moderate variation , and were significantly influenced by the elevation , the contents of clay , silt , and sand , and by the fractal dimension. Autocorrelation for the six potential influencing factors were conducted , and cross-correlation functions indicated strong spatial dependences between the soil water content and the elevation , the contents of clay , silt , and sand , and the fractal dimension. The state-space approach simulated the soil water content much better than any equivalent linear regression method. The best state-space model included the elevation , the sand content , and the fractal dimension , which could explain 99% of the variation in the soil water contents; the model accurately predicted the soil water contents along two transects. Consequently , the state-space analysis was verified to be an effective tool for estimating soil water contents in different soil layers on a hillslope on the Loess Plateau.

Key words: slope scale; soil moisture; linear regression; state-space model; Loess Plateau

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41390463) .