

黄土高原样带典型地貌类型坡面土壤水分分布特征及其差异^①

单 燕¹, 索立柱^{2,3*}, 王 洁¹, 马 兰¹, 宋延静¹, 梁晓艳¹, 李佳佳¹

(1 山东省农业科学院山东省蚕业研究所, 山东烟台 264002; 2 鲁东大学资源与环境工程学院, 山东烟台 264000; 3 鲁东大学现代农业高质量发展产教融合东营基地, 山东东营 257509)

摘要: 为掌握黄土高原典型地貌类型丘陵沟壑区和高塬沟壑区的坡面土壤水分分布特征, 选取3个典型坡面(长武高塬沟壑区, 安塞丘陵沟壑区, 神木丘陵沟壑区(风蚀水蚀交错区)), 分析3个坡面土壤水分的时空分布和对应环境因素的分布特征, 并采用地统计分析比较不同地貌类型坡面土壤水分的差异。根据不同地貌类型区坡面土壤含水量变异系数(CV)平均值的剖面变化, 0~500 cm土壤剖面可以划分为速变层(0~40 cm)、活跃层(40~100 cm)、次活跃层(100~200 cm)和相对稳定层(200~500 cm); 除丘陵沟壑区坡面0~40 cm和100~200 cm土层外, 其他土层土壤含水量均具有较好的空间结构特征, 理论半方差函数模型可对其进行较好的模拟, 拟合模型结果一般表层土壤含水量为球状模型, 深层土壤含水量为高斯模型; 由于地形、土壤和植被等因子空间分布的差异性, 高塬沟壑区坡面土壤含水量的空间变化与容重、海拔高度和最大叶面积指数有显著相关关系($P<0.01$), 而丘陵沟壑区和风蚀水蚀交错区坡面土壤含水量的空间变化分别只与最大叶面积指数和土壤质地有显著相关关系($P<0.05$)。黄土高原典型地貌类型区不同土层间土壤含水量差异较大, 地统计分析可以很好地表达坡面水分的空间异质性。

关键词: 土壤水分; 黄土高原; 时空变异; 地统计分析

中图分类号: S152.7 文献标志码: A

Distribution Characteristics of Soil Water on Slopes in Typical Landform Types on Loess Plateau

SHAN Yan¹, SUO Lizhu^{2,3*}, WANG Jie¹, MA Lan¹, SONG Yanjing¹, LIANG Xiaoyan¹, LI Jiajia¹

(1 Shandong Institute of Sericulture, Shandong Academy of Agricultural Sciences, Yantai, Shandong 264002, China; 2 College of Resources and Environment, Ludong University, Yantai, Shandong 264000, China; 3 Ludong University Dongying Base for High Quality Development of Modern Agriculture and Integration of Industry and Education, Dongying, Shandong 257509, China)

Abstract: To assess the distribution characteristics of soil water on the slopes on the Loess Plateau of China, three typical slopes (tableland gully region in Changwu, hilly and gully region in Ansai, and hilly and gully region (water-wind erosion crisscross region) in Shenmu) were selected to analyze the spatial and temporal distribution of soil water and corresponding environmental factors, and the differences in soil water on slopes were compared by geostatistical analysis. According to the mean variation coefficient (CV) along soil profiles at three locations, vertical changes in soil profile at 0–500 cm were divided into four layers: a fast-changing layer (0–40 cm), an active layer (40–100 cm), a sub-active layer (100–200 cm) and a relatively stable layer (200–500 cm). The soil water content had good spatial structure characteristics except for 0–40 cm and 100–200 cm soil layers in the hilly and gully region slope, which can be well simulated by the theoretical semi-variance function model. The surface soil water content of the fitting model was spherical model in general, while the deep soil water content was gaussian model. There were significant differences for the correlations between soil water content in the three slopes and the influencing factors of topography, soil texture and vegetation. There was a significant correlation between soil water content in tableland gully region and the bulk density, altitude and leaf area index ($P<0.01$). Soil water contents in hilly and gully and water-wind erosion crisscross regions were only significantly correlated with the maximum leaf area and soil texture ($P<0.05$), respectively. There is

①基金项目: 国家自然科学基金项目(42107311)和山东省自然科学基金项目(ZR2020QD112, ZR2021QD053)资助。

* 通讯作者(suolizhu@ldu.edu.cn)

作者简介: 单燕(1990—), 女, 山东乳山人, 博士, 助理研究员, 主要从事土壤生态与深层水分利用研究。E-mail: shanyanlx@163.com

a significant difference in soil moisture content between different soil layers in the typical landform types of the Loess Plateau, and geostatistical analysis can be well used to express the spatial heterogeneity of soil water content on a hillslope.

Key words: Soil water content; Loess Plateau; Spatiotemporal variation; Geostatistical analysis

土壤水在水文循环和生物过程中起着重要的作用,如地表径流的产生、渗流、土壤侵蚀、溶质迁移、植物生长和陆地-大气相互作用等^[1-3]。受地形(坡度、坡向等)、土壤(土壤质地、孔隙度等)、植被(叶面积、根系深度等)、气候(降水量、温度等)等自然因素和人为活动(灌溉)等的影响,土壤水分产生明显的动态变化与分异特征,而且随着不同的地理位置和空间范围而产生变化^[4-5],许多学者分别从小区^[6]、坡面^[7-8]、流域^[9-10]、区域^[11]等多种尺度进行了全面而深入的研究。而在黄土高原地区,丘陵沟壑区和高塬沟壑区是最主要的地貌类型,同时坡面是最典型的水文单元和地貌单元。因此,选取典型地貌类型区具有代表性的坡面,对比分析土壤水分的空间分布特征及其差异,对黄土高原的植被恢复和可持续发展具有重要意义。

关于坡面土壤水分的分布特征及影响因素的研究,陈洪松和邵明安^[12]以坡地为对象研究降雨入渗、产流以及入渗水分再分布,揭示坡面土壤水分运动与转化规律;孟秦倩等^[13]发现在不同坡向间土壤水分生态位表现为阴坡最高,阳坡最低,在年内,7月初土壤水分生态位降到最低;高晓东等^[14]表明坡面尺度土壤有效水与坡向呈显著正相关关系,且相关性高于土壤水分与坡度和高程;而姚雪玲等^[8]却发现在坡面尺度上,土壤含水量的主要影响因素为植被类型,其次为坡面位置;安文明等^[15]发现人工刺槐林地坡面对土壤水分的过度消耗不仅会导致土壤水分亏缺,而且削弱了土壤水分的坡面变化趋势;胡乐心等^[16]发现长江三峡山地集水区0~30 cm土壤水分受

地形(坡度)影响较大。

因此,为了更深入地了解坡面土壤水分分异特征,本研究选取了高塬沟壑区和丘陵沟壑区不同气候条件下的3个典型坡面,使用统计特征分析和地统计分析方法,分析探讨了不同坡面土壤水分的空间分布规律及其影响因素。研究结果可为黄土高原植树造林提供参考,为区域植被恢复和生态可持续发展提供指导。

1 材料与方法

1.1 研究区概况与样地设置

坡面是黄土高原最主要的地形之一,又是土壤水分研究的典型尺度,因此在黄土高原选取了典型地貌类型区的3个坡面(长武坡面、安塞坡面和神木坡面)进行土壤水分测定。其中,长武坡面代表高塬沟壑区域,地貌类型主要受水蚀作用形成,属于半湿润气候,年均降水量为582 mm,土壤质地为黏壤土,其主要植被类型为刺槐(*Robinia pseudoacacia L.*);安塞坡面代表丘陵沟壑区,地貌类型主要受水蚀作用形成,属于半干旱气候,年均降水量为505 mm,土壤质地以壤土为主,刺槐(*Robinia pseudoacacia L.*)和沙棘(*Hippophae rhamnoides L.*)是坡面的主要植被类型;神木坡面同样位于丘陵沟壑区,地貌类型主要受风蚀和水蚀的交互作用形成,为半干旱气候,年均降水量为437 mm,土壤质地以砂壤土为主,柠条(*Caragana korshinskii Kom.*)是坡面的主要植被类型。3个坡面的具体信息见表1。

表 1 三个地貌类型区代表坡面具体信息
Table 1 Information of three hillslopes at Shemu, Ansai and Changwu of Loess Plateau.

参数	长武高塬沟壑区(水蚀区)	安塞丘陵沟壑区(水蚀区)	神木丘陵沟壑区(风蚀水蚀交错区)
经纬度	107°40'E, 35°12'N	109°19'E, 36°51'N	110°21'E, 38°41'N
海拔(m)	1 190	1 271	1 170
年均降水量(mm)	582	505	437
土壤质地	粉质黏壤土	粉砂壤土	砂壤土
吸湿系数	0.06	0.04	0.02
凋萎系数	0.09	0.06	0.05
田间持水率	0.30	0.25	0.16
坡长(m)	189	196	243
主要植被类型	刺槐	沙棘和刺槐	柠条
样点数量	35	35	40
距离气象站距离(km)	0.5	0.6	0.1

1.2 样品采集与测定

坡面土壤体积含水量通过中子仪测定(CNC-503B DR, 超能, 中国), 并通过标准方法校正^[17-18]。测定深度为5 m, 其中在0~1 m范围内测定间隔为0.1 m, 在1~5 m范围内测定间隔为0.2 m。测定时间为每年的4—11月份, 其中在7—9月份(雨季)每周测定一次, 其他月份每两周测定一次。长武坡面和神木坡面测定年份为2014—2015年, 安塞坡面测定年份为2015—2016年。坡面的植被叶面积指数用植物冠层分析仪(LAI-2000)测定, 测定周期为一个月, 长武、安塞和神木坡面分别共测定了13、12和14次。在最初安装中子管时, 在每个取样地点以0.2 m的间隔采集0~5 m扰动土壤样品用于土壤颗粒分析, 测定仪器为颗粒分析仪2000(Malvern Instruments, Malvern, England)。此外, 在距离中子管30 cm距离和0.4 m深度地方用环刀(直径5 cm, 体积为100 cm³)采集原状土用于测定土壤容重(烘干法, 105 °C烘干至恒重)、饱和导水率(定水头法)、水分特征曲线(离心机法)。为了更好地对比分析3个坡面的水分状况, 本文分析所用数据为共同监测年份2015年0~5 m土层土壤体积含水量(长武、安塞和神木测定次数分别是10、20和15次)以及对应地形、土壤、植被叶面积等。

1.3 土壤剖面划分

黄土高原土壤剖面划分主要是由土壤含水量变异系数(CV)决定, 主要划分为4个层次, 分别是速变层(CV>30%)、活跃层(20%<CV<30%)、次活跃层(10%<CV<20%)和稳定层(CV<10%)。CV的具体公式如下:

$$CV = \frac{CV_{1,j} + CV_{2,j} + CV_{3,j}}{3} \quad (1)$$

$$CV_{i,j} = \frac{SD_{i,j}}{\bar{\theta}_{i,j}} \quad (2)$$

$$SD_{i,j} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n (\theta_{i,j,k} - \bar{\theta}_{i,j})^2} \quad (3)$$

式中: i 是坡面的编号($i=1, 2, 3$); j 是土壤剖面的位置($j=1, 2, \dots, 30$); k 是每一个土壤水分测定值($k=1, 2, \dots, n$, cm³/cm³); n 是土壤水分总测定个数; SD_{i,j}是标准差; $\bar{\theta}_{i,j}$ 是观测期内某一个坡面*i*的某一土壤剖面位置*j*的平均含水量, cm³/cm³; $\theta_{i,j,k}$ 则是观测期内某一个坡面*i*在某一剖面位置*j*的个体的含水量, cm³/cm³。

1.4 统计分析方法

利用Excel 2016、SPSS 22.0软件对3个坡面不

同土层土壤体积含水量分布状况进行数据处理和方差分析。Pearson相关分析确定土壤含水量与其影响因素之间的关系。运用地统计学揭示土壤水分的空间变异特性, 并通过半方差函数来定量描述土壤水分的空间变异结构, 半方差函数公式如下:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (4)$$

式中: $\gamma(h)$ 为半方差函数值; h 为滞后距离; $N(h)$ 为间距为的样本对数; $Z(x_i)$ 和 $Z(x_i+h)$ 分别为 x_i 和 x_i+h 处的测定值。计算出半方差函数值后, 通过理论半方差模型可以求得地统计学参数^[19]。常用的变异函数拟合模型有高斯模型、指数模型和球状模型, 其函数表达式分别为:

$$\text{高斯模型: } r(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ C_0 + C_1 \left(1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}} \right) & h > 0 \end{cases} \quad (5)$$

$$\text{指数模型: } r(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ C_0 + C_1 \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) & h > 0 \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{球状模型: } r(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ C_0 + C_1 \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) & 0 < h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad (7)$$

式中: C_0 表示随机变异, 为块金值; C_1 为结构性方差; $C_0 + C_1$ 表示总变异, 为基台值; a 为变程, 表示某观测尺度下研究变量的最大相关距离, 指数模型的变程为 $3a$, 高斯模型的变程为 $\sqrt{3}a$, 球状模型的变程为 a 。当模型获得最大 R^2 和最小残差平方和时, 模型拟合结果最优。地统计分析在软件GS+9.0中进行。

2 结果与分析

2.1 黄土高原典型坡面土壤水分统计特征及其差异

根据不同地貌类型代表坡面土壤剖面的土壤含水量平均CV, 0~500 cm的土壤垂直剖面分为4层: 速变层(0~40 cm)、活跃层(40~100 cm)、次活跃层(100~200 cm)和相对稳定层(200~500 cm), 对应的CV值范围分别是32.4%~49.4%、19.8%~28.4%、10.3%~17.8%和3.4%~9.5%。基于以上分

层结果,黄土高原典型地貌类型不同土层土壤含水量等土壤性质的分布特征如表 2 所示,整体上高原沟壑区的坡面土壤含水量最高,丘陵沟壑区的次之,风蚀水蚀交错区土壤含水量最低。土壤含水量最高的土层是高原沟壑区和丘陵沟壑区的 0~40 cm 土层,含水

量分别达到 $0.176 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 和 $0.177 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$,该区域也是土壤含水量变化最大的区域,标准差和变异系数(CV) 分别在 $0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 和 25% 以上。含水量最低的土层则是风蚀水蚀交错区的 0~200 cm 土层,含水量在 $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 左右。

表 2 三个地貌类型区坡面土壤水文性质的统计
Table 2 Statistical results of soil hydrological properties at three hillslopes

地貌类型区	指标	土层深度(cm)	最大值	最小值	平均值	标准差	变异系数(%)	
高原沟壑区	土壤含水量(cm^3/cm^3)	0~40	0.250	0.100	0.176 a	0.046	26.1	
		40~100	0.230	0.120	0.155 b	0.036	23.2	
		100~200	0.190	0.130	0.150 c	0.024	16.0	
		200~500	0.150	0.140	0.146 c	0.019	13.0	
	砂粒(%)	0~500	1.780	6.250	3.901	1.400	35.9	
	粉粒(%)	0~500	70.760	78.480	75.985	1.586	2.1	
	黏粒(%)	0~500	17.080	23.800	20.114	1.607	8.0	
	土壤含水量(cm^3/cm^3)	0~40	0.270	0.070	0.177 a	0.064	36.1	
		40~100	0.130	0.080	0.079 c	0.011	13.9	
丘陵沟壑区		100~200	0.120	0.090	0.079 c	0.010	12.6	
		200~500	0.100	0.080	0.093 b	0.006	6.5	
砂粒(%)	0~500	10.040	5.900	7.531	1.003	13.3		
粉粒(%)	0~500	60.860	51.210	56.257	2.922	5.2		
黏粒(%)	0~500	42.670	30.590	36.212	3.542	9.8		
土壤含水量(cm^3/cm^3)	0~40	0.134	0.043	0.053 c	0.010	18.8		
	40~100	0.151	0.034	0.051 c	0.011	21.6		
	100~200	0.144	0.036	0.055 b	0.010	18.1		
	200~500	0.163	0.049	0.069 a	0.011	15.9		
风蚀水蚀交错区	砂粒(%)	0~500	20.240	10.610	15.470	2.512	16.2	
	粉粒(%)	0~500	50.260	29.710	39.738	5.286	13.3	
	黏粒(%)	0~500	57.240	32.110	44.792	7.200	16.1	

注: 同列数据小写字母不同表示同一地貌类型区不同土层间土壤含水量差异显著($P<0.05$)。

不同土层间土壤含水量表现出一定差异,尤其在表层土壤和深层土壤之间,根据土壤水分的最大值和最小值发现,表层土壤水分的变化远大于底层,相应地标准差和变异系数与该结果是一致的。3 个地貌类型区坡面土壤含水量变异系数多集中在 10%~35%,根据 Nielsen 和 Bouma^[20]的划分标准,均表现为中等程度变异($10\% < CV \leq 100\%$)。土壤质地的变化情况则相对较低,除长武坡面砂粒含量变异系数(35.9%)较高外,其他层次都在 10% 左右,整体上表现为弱变异状态。

3 个地貌类型区坡面不同土层土壤含水量随坡面样点变化如图 1 所示。高原沟壑区土壤含水量自表层至底层表现出递减的变化;而风蚀水蚀交错区土壤含水量则正好相反,表现出递增的变化;丘陵沟壑区土壤含水量表层和底层较高,中间层最低。土壤含水

量随坡面变化中,高原沟壑区坡面坡顶土壤含水量明显高于其他坡面位置;丘陵沟壑区表层土壤含水量随坡面没有明显的变化,但是在 200~500 cm 土层,坡中间的土壤含水量明显高于坡顶和坡底;风蚀水蚀交错区坡面含水量随坡面位置有一定变化,但无明显规律,其中 200~500 cm 土壤含水量变化较为明显。

2.2 黄土高原典型坡面土壤水分地统计分析及其差异

本文采用地统计分析研究 3 个地貌类型区坡面不同土层土壤含水量的空间结构,通过对比分析决定系数和残差平方和确定不同土层土壤含水量的最优半方差模型。

3 个地貌类型区坡面不同土层深度土壤含水量的半方差函数最优拟合模型及参数分别如图 2 和表 3 所示。除丘陵沟壑区坡面的 0~40 cm 和 100~200 cm

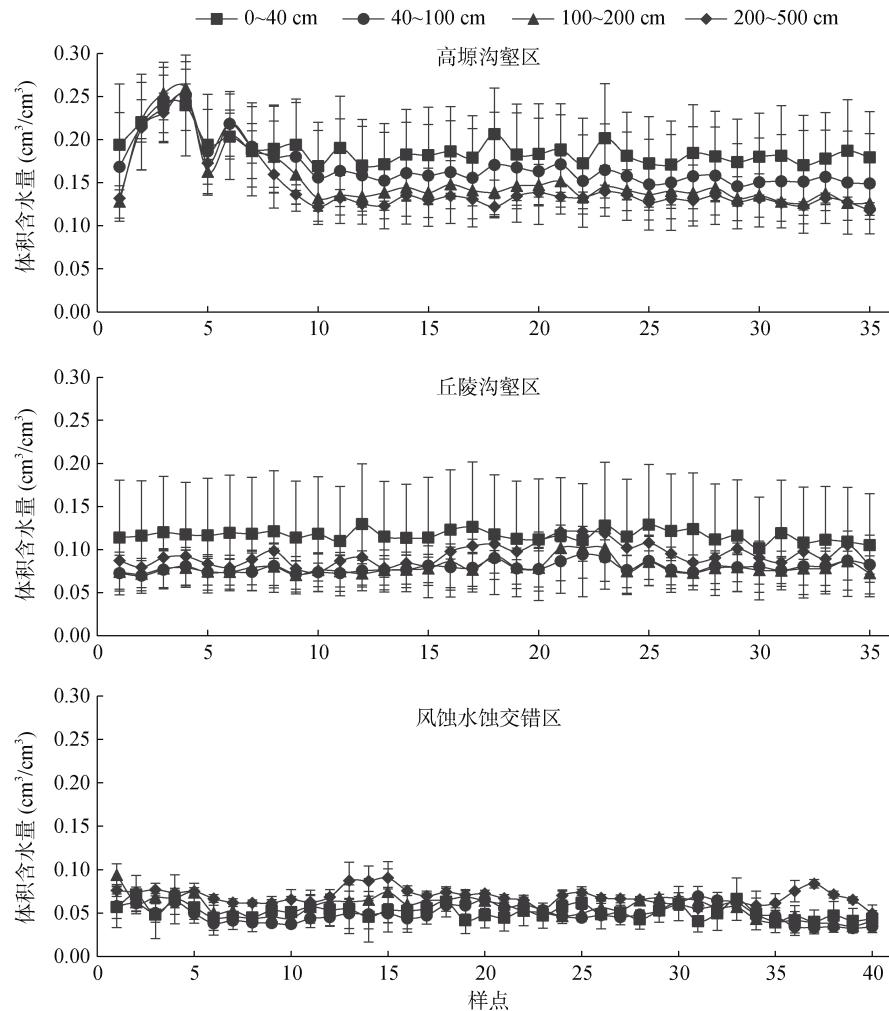


图1 三个地貌类型区土壤含水量随坡面样点位置的变化
Fig. 1 Changes of soil water content associated with sampling sites on three hillslopes

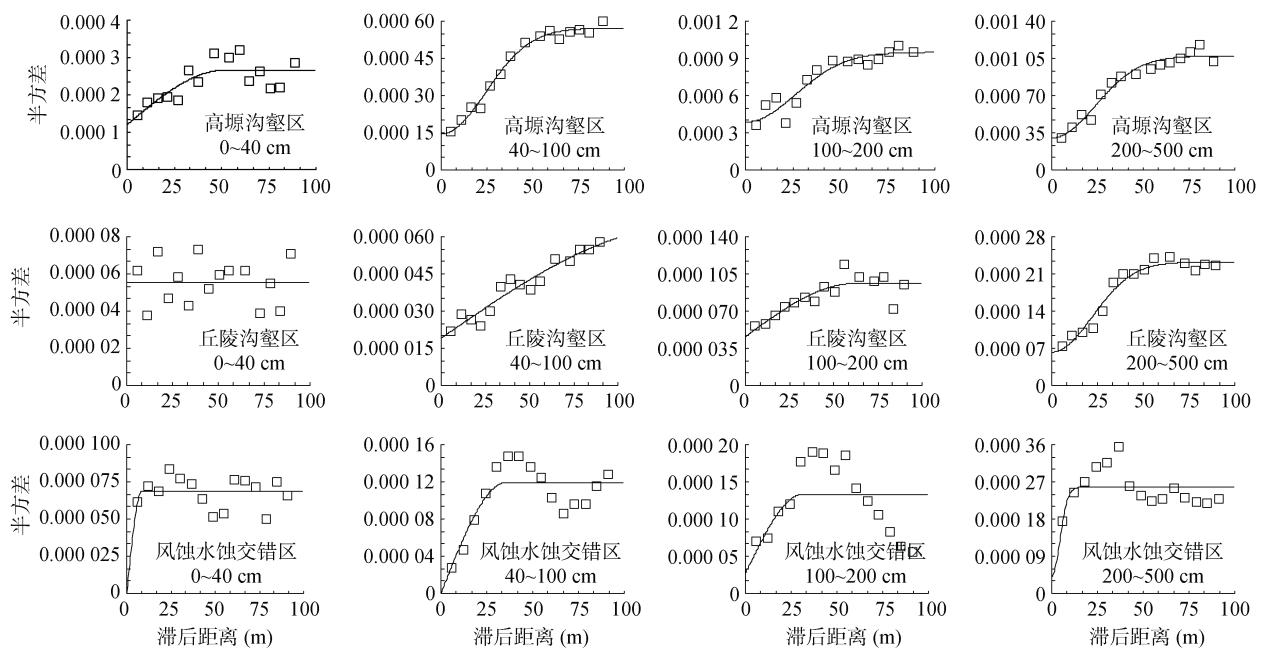


图2 三个地貌类型区坡面不同土层深度土壤含水量的半方差图
Fig. 2 Optimal semivariograms of soil water content at various soil layers on three hillslopes

表 3 三个地貌类型区坡面不同土层深度土壤含水量的最优拟合模型
Table 3 Optimal models of soil water content at various soil layers on three hillslopes

地貌类型区	土层深度(cm)	最优模型	空间异质比 (%)	块金值	基台值	变程 (m)	决定系数
高原沟壑区	0 ~ 40	球状	44	1.2	2.7	51.9	0.57
	40 ~ 100	高斯	26	1.5	5.7	34.4	0.98
	100 ~ 200	高斯	41	3.7	9.0	28.1	0.59
	200 ~ 500	高斯	23	2.3	10.0	25.0	0.61
丘陵沟壑区	0 ~ 40	线性	100	0.6	0.6	84.0	0.02
	40 ~ 100	球状	29	0.2	0.7	149.5	0.82
	100 ~ 200	指数	50	0.5	1.0	24.5	0.23
	200 ~ 500	高斯	8	0.1	1.2	10.7	0.68
风蚀水蚀交错区	0 ~ 40	球状	14	0.1	0.7	28.0	0.68
	40 ~ 100	球状	8	0.1	1.2	35.1	0.75
	100 ~ 200	球状	15	0.2	1.3	31.3	0.31
	200 ~ 500	高斯	19	0.5	2.6	7.8	0.42

土层外, 其他土层土壤含水量均具有较好的空间结构特征, 理论半方差函数模型可对其进行较好的模拟, 其中高塬沟壑区坡面模拟结果最优, 风蚀水蚀交错区坡面次之, 丘陵沟壑区坡面模拟结果最差。拟合模型一般表层土壤含水量为球状模型, 深层土壤含水量为高斯模型。

基台值为随机变异和结构变异的总和, 其中高塬沟壑区坡面土壤含水量的基台值最高, 介于 2.7 ~ 10.0, 丘陵沟壑区和风蚀水蚀交错区坡面土壤含水量基台值则较低, 在 1.0 左右; 同一坡面, 基台值随剖面深度增加而升高。块金值表示随机变异, 其大小顺序与基台值相对应, 高塬沟壑区坡面值较大(1.2 ~ 3.7), 其他两个坡面值较小(0.1 ~ 0.5)。空间异质比是块金值和基台值的比值, 即表示随机变异与总变异的比值, 是描述土壤水分空间自相关性的重要指标^[21], 共分为 3 个等级, 分别是强空间自相关性(<25%)、中等空间自相关性(25% ~ 75%)、弱空间自相关性

(>75%)。本研究中空间异质比几乎都在 50% 以下, 且主要以强空间自相关性为主。变程反映了土壤水文性质具有空间自相关性范围的大小, 超过此范围, 则表明土壤含水量之间没有相关性, 除丘陵沟壑区坡面 40 ~ 100 cm 土层外, 其他地貌类型的变程都在 100 m 以内。

2.3 黄土高原典型坡面土壤水分影响因素及其差异

运用 Pearson 相关分析研究土壤含水量与潜在影响因子之间的相关关系, 结果如表 4 所示。3 个地貌类型区坡面土壤含水量与各影响因子间的相关关系有较大差异, 高塬沟壑区坡面土壤含水量与容重和海拔高度有显著正相关关系($P<0.01$), 与最大叶面积指数有显著负相关关系($P<0.01$); 丘陵沟壑区坡面土壤含水量则只与最大叶面积指数有显著相关关系($P<0.05$), 与其他因素无显著相关关系; 风蚀水蚀交错区坡面土壤含水量则只与土壤质地有显著相关关系($P<0.05$)。

表 4 土壤含水量与影响因素的相关系数
Table 4 Correlation coefficients of soil water contents and its impact factors

地貌类型区	土层深度(cm)	黏粒	粉粒	砂粒	容重	最大叶面积指数	海拔高度
高塬沟壑区	0 ~ 40	0.101	-0.335**	0.254*	0.307**	-0.708**	0.591**
	40 ~ 100	0.044	-0.218	0.135	0.535**	-0.789**	0.718**
	100 ~ 200	0.100	-0.220	0.061	0.499**	-0.779**	0.691**
	200 ~ 500	0.112	-0.201	0.109	0.455**	-0.698**	0.559**
丘陵沟壑区	0 ~ 40	0.189	0.311*	-0.150	0.136	-0.371*	-0.243
	40 ~ 100	-0.093	0.381*	-0.288	-0.099	-0.353*	0.121
	100 ~ 200	-0.056	0.223	-0.151	-0.091	-0.607**	0.319
	200 ~ 500	-0.106	0.212	-0.15	-0.095	-0.647**	0.287
风蚀水蚀交错区	0 ~ 40	0.413**	0.444**	-0.332*	0.003	-0.337*	0.438**
	40 ~ 100	0.431**	0.480**	-0.473**	0.482**	-0.020	0.145
	100 ~ 200	0.452**	0.398*	-0.377*	-0.049	-0.126	0.300
	200 ~ 500	0.482**	0.351*	-0.368*	-0.109	-0.026	0.260

注: *和**分别表示相关性达 $P<0.05$ 和 $P<0.01$ 显著水平。

3 讨论

土壤含水量表现为高塬沟壑区>丘陵沟壑区>风蚀水蚀交错区, 其中高塬沟壑区和丘陵沟壑区 0~40 cm 土壤含水量最高, 主要原因是两地降水量相对较高, 且降水入渗主要集中在 0~40 cm 土层^[22]。胡鑫隆等^[23]研究表明深层土壤含水量高于浅层, 这主要是由于黄河三角洲地下水埋深较小。含水量最低的土层则是风蚀水蚀交错区的 0~200 cm 土层, 分析其原因是风蚀水蚀交错区土壤含水量主要受潜在蒸散发的影响, 较高的土壤蒸散导致土壤表层水分大量蒸发, 加之土壤砂粒含量高, 土壤储水能力差, 导致了表层较低的含水量。这与 Zhang 等^[24]在干旱地区杨树林地的研究结果一致, 其发现 0~30 cm 土层含水量在整个土壤剖面中是最低的, 主要是由于干旱地区强烈的土壤蒸发带走了表层土壤内的水分^[25]。高塬沟壑区、丘陵沟壑区和风蚀水蚀交错区不同土层间土壤含水量表现出一定差异, 表层土壤水分的变化远大于底层, 这主要受降水的影响^[26]。土壤含水量随坡面位置变化, 高塬沟壑区坡面坡顶土壤含水量明显高于其他坡面位置, 这主要是由其高塬沟壑区独特的地貌决定的, 其坡顶与高塬临近, 受塬面土地利用类型和人为活动等的影响较大, 塬面农田土壤含水量一般在 15% 以上, 深层土壤含水量更是高于 20%^[27]。丘陵沟壑区表层土壤含水量随坡面没有明显的变化, 但是在 200~500 cm 土层, 坡中间的土壤含水量明显高于坡顶和坡底, 分析原因发现, 这主要是植被盖度导致的, 坡中间位置植被稀疏, 以少量灌木和杂草为主, 植被覆盖度远远小于坡面两端位置, 深层含水量没有被植被吸收, 所以表现出较高状态^[28]。风蚀水蚀交错区坡面含水量随坡面位置有一定变化, 但无明显规律, 其中 200~500 cm 土壤含水量变化较为明显。

地统计结果显示, 理论半方差函数模型可对高塬沟壑区、丘陵沟壑区和风蚀水蚀交错区坡面的土壤含水量进行较好的模拟, 但是丘陵沟壑区模拟结果较差, 这主要与丘陵沟壑区坡面植被分布不均有关^[29]。同一坡面不同土层间基台值差异也较大, 这说明土层深度对土壤含水量的空间变异具有影响^[30]。同时, 地统计学的结果表明除丘陵沟壑区 0~40 cm 土层外, 其他土层含水量大部分以强空间自相关性为主。说明坡面所反映的土壤水分空间变异特性是有效的。不同坡面的土壤含水量的主控因子不同, 这是由不同地貌、气候和土壤类型等原因综合导致的结果。Famiglietti 等^[31]的研究指出海拔高度会对土壤水分

产生显著负面影响; Hawley 等^[32]研究则表明植被因素会大大削弱海拔的作用; Cantón 等^[33]的研究同样证明地形因素的影响会被土壤覆盖所掩盖; Zhu 和 Lin^[5]的研究则是在坡度大于 8° 的坡面上, 地形因素对土壤含水量的影响会大于土壤质地因素。

4 结论

1) 根据土壤含水量 CV 值的剖面变化, 0~500 cm 土壤剖面可以划分为速变层(0~40 cm)、活跃层(40~100 cm)、次活跃层(100~200 cm)和相对稳定层(200~500 cm)。

2) 3 个地貌类型区典型坡面不同土层间土壤含水量差异较大, 高塬沟壑区土壤含水量自表层至底层表现出递减的变化; 而风蚀水蚀交错区土壤含水量则正好相反, 表现出递增的变化; 丘陵沟壑区土壤含水量表层和底层较高, 中间层最低。

3) 除丘陵沟壑区坡面的 0~40 cm 和 100~200 cm 土层外, 理论半方差函数模型可对其他土层土壤含水量进行较好的模拟。拟合模型表层土壤含水量主要为球状模型, 深层土壤含水量主要为高斯模型。

4) 3 个坡面与地形、土壤和植被影响因子间的相关关系有较大差异, 高塬沟壑区坡面土壤含水量与容重、海拔高度和最大叶面积指数有显著相关关系($P<0.01$); 丘陵沟壑区坡面土壤含水量则只与最大叶面积指数有显著相关关系($P<0.05$); 风蚀水蚀交错区坡面土壤含水量则只与土壤质地有显著相关关系($P<0.05$)。

参考文献:

- Chen Q Y, Liu M W, Lyu J, et al. Characterization of dominant factors on evapotranspiration with seasonal soil water changes in two adjacent forests in the semiarid Loess Plateau[J]. Journal of Hydrology, 2022, 613(B): 128427.
- Wang S G, Li X, Ge Y, et al. Validation of regional-scale remote sensing products in China: From site to network[J]. Remote Sensing, 2016, 8: 980.
- 刘成功, 贾小旭, 邵明安. 地球物理方法在土壤水文过程研究中的应用与展望[J]. 土壤, 2022, 54(1): 24~31.
- 段国秀, 贾小旭, 白晓, 等. 基于 ERT 的黄土高原小流域典型坡地和坝地土壤储水量反演[J]. 灌溉排水学报, 2023, 42(3): 104~111.
- Zhu Q, Lin H. Influences of soil, terrain, and crop growth on soil moisture variation from transect to farm scales[J]. Geoderma, 2011, 163: 45~54.
- Liu B X, Shao M A. Estimation of soil water storage using temporal stability in four land uses over 10 years on the Loess Plateau, China[J]. Journal of Hydrology, 2014, 517: 974~984.

- [7] 单玉琳, 解建仓, 韩霁昌, 等. 黄土高原坡面土壤水分特征及时间稳定性——以延安市九龙泉沟为例[J]. 中国水土保持科学(中英文), 2021, 19(6): 1–7.
- [8] 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.
- [9] 吕锦心, 梁康, 刘昌明, 等. 无定河流域土地覆被空间分异机制及相关水碳变量变化[J]. 干旱区研究, 2023, 40(4): 563–572.
- [10] Gao X D, Wu P T, Zhao X N, et al. Estimation of spatial soil moisture averages in a large gully of the Loess Plateau of China through statistical and modeling solutions[J]. Journal of Hydrology, 2013, 486: 466–478.
- [11] Wang B, Wen F X, Wu J T, et al. Vertical profiles of soil water content as influenced by environmental factors in a small catchment on the hilly-gully Loess Plateau[J]. PLoS One, 2014, 9(10): e109546.
- [12] 陈洪松, 邵明安. 黄土区坡地土壤水分运动与转化机理研究进展[J]. 水科学进展, 2003, 14(4): 413–420.
- [13] 孟秦倩, 蔡焕杰, 王健, 等. 黄土高原坡面刺槐林土壤水分生态位特征分析[J]. 干旱地区农业研究, 2009, 27(6): 89–92, 101.
- [14] 高晓东, 吴普特, 张宝庆, 等. 黄土丘陵区小流域土壤有效水空间变异及其季节性特征[J]. 土壤学报, 2015, 52(1): 57–67.
- [15] 安文明, 韩晓阳, 李宗善, 等. 黄土高原不同植被恢复方式对土壤水分坡面变化的影响[J]. 生态学报, 2018, 38(13): 4852–4860.
- [16] 胡乐心, 刘目兴, 赵露, 等. 长江三峡山地集水区土壤水分空间变异特征[J]. 水土保持学报, 2023, 37(5): 86–93.
- [17] Huang M B, Gallichand J. Use of the SHAW model to assess soil water recovery after apple trees in the gully region of the Loess Plateau, China[J]. Agricultural Water Management, 2006, 85: 67–76.
- [18] Fu W, Huang M B, Gallichand J, et al. Optimization of plant coverage in relation to water balance in the Loess Plateau of China[J]. Geoderma, 2012, 173/174: 134–144.
- [19] Wang Y Q, Shao M A, Liu Z P. Large-scale spatial variability of dried soil layers and related factors across the entire Loess Plateau of China[J]. Geoderma, 2010, 159(1/2): 99–108.
- [20] Nielsen D, Bouma J. Soil spatial variability[M]. Pudoc: Wageningen, 1985.
- [21] Cambardella C A, Moorman T B, Novak J M, et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58(5): 1501–1511.
- [22] 王晓东. 降雨条件下黄土边坡水分入渗数值模拟及其稳定性分析[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2022.
- [23] 胡鑫隆, 齐继, 于千钧, 等. 黄河三角洲不同长势柽柳对土壤水盐异质性的影响[J]. 土壤, 2022, 54(6): 1291–1299.
- [24] Zhang Y K, Xiao Q, Huang M B. Temporal stability analysis identifies soil water relations under different land use types in an oasis agroforestry ecosystem[J]. Geoderma, 2016, 271: 150–160.
- [25] 陆蕴青, 向伟, 李敏, 等. 黄土塬区土地利用变化对地表蒸散的影响[J]. 土壤学报, 2023, 60(1): 89–98.
- [26] 裴艳武, 黄来明, 李荣磊, 等. 毛乌素沙地东南缘人工林樟子松根系吸水来源与影响因素[J]. 土壤学报, 2022, 59(5): 1336–1348.
- [27] 张静, 王力, 韩雪, 等. 黄土塬区农田蒸散的变化特征及主控因素[J]. 土壤学报, 2016, 53(6): 1421–1432.
- [28] 王世军. 半干旱黄土小流域植被格局与土壤水分利用的时空耦合关系研究[D]. 昆明: 云南大学, 2022.
- [29] 山仑, 徐炳成. 新时期延安市林草植被建设若干问题研究[J]. 人民黄河, 2022, 44(9): 6–10, 45.
- [30] 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.
- [31] 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.
- [32] Hawley Mark E, Jackson Thomas J, McCuen Richard H. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds[J]. Journal of Hydrology, 1983, 62(1/2/3/4): 179–200.
- [33] Cantón Y, Solé-Benet A, Domingo F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain[J]. Journal of Hydrology, 2003, 285(1): 199–214.