

荒漠绿洲过渡带土壤饱和和导水率的空间变异特征

康文蓉^{1,2}, 张勇勇¹, 赵文智¹, 贾昂元^{1,2}, 孙程鹏^{1,2}, 田子吟^{1,2}

(1.中国科学院西北生态环境资源研究院,中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站,
兰州 730000;2.中国科学院大学,北京 100049)

摘要: 土壤饱和和导水率(saturated hydraulic conductivity, K_s)是影响土壤水文过程的重要参数,反映了土壤的入渗性能与持水能力。为探究荒漠绿洲过渡带土壤 K_s 的空间分布特征及影响因素,基于网格法($2\text{ km} \times 2\text{ km}$)在黑河中游荒漠绿洲过渡带不同景观类型布设 27 个样点,获取 0—30 cm 土层基本物理性质,并利用 Hood-IL 2700 入渗仪测定土壤 K_s 。采用经典统计学和地统计结合的方法分析土壤 K_s 空间分布特征及其影响因素,建立 K_s 的土壤传递函数。结果表明:(1)土壤 K_s 变异系数为 1.21,属强变异, K_s 和土壤水分(SW)、有机质、黏粒(clay)、粉粒含量呈极显著负相关($P < 0.01$),与容重(ρ_b)、砂粒含量呈极显著正相关($P < 0.01$)。(2)土壤水分半变异函数最佳拟合模型为指数模型,容重、黏粒含量均为球状模型,容重、土壤水分和黏粒的最佳采样距离分别为 0.38~0.77, 1.86~3.72, 1.41~2.83 km。(3)建立的传递函数为 $\log K_s = -2.914 + 2.772\rho_b - 0.09SW + 0.068\text{clay}$,容重、土壤水分和黏粒含量可作为模拟区域饱和和导水率空间分布状况的预测变量。研究结果为荒漠绿洲过渡带土壤水分运移及模拟提供重要的数据支撑。

关键词: 荒漠绿洲过渡带; Hood 入渗仪; 饱和和导水率; 空间变异; 传递函数

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2021)05-0137-07

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbxb.2021.05.020

Spatial Variation Characteristics of Soil Saturated Hydraulic Conductivity in a Desert-Oasis Ecotone

KANG Wenrong^{1,2}, ZHANG Yongyong¹, ZHAO Wenzhi¹,

JIA Angyuan^{1,2}, SUN Chengpeng^{1,2}, TIAN Zihan^{1,2}

(1.Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Linze Inland River Basin Research Station, Chinese Ecosystem Research Network, Lanzhou 730000; 2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Soil saturated hydraulic conductivity (K_s) is an important parameter affecting soil hydrological process, which reflects soil infiltration and water holding capacity. In order to explore spatial distribution characteristics and influencing factors of K_s , we used the grid method ($2\text{ km} \times 2\text{ km}$), 27 samples of different landscape types were arranged in the desert-oasis ecotone of the middle reaches of the Heihe River. K_s was determined by Hood-IL 2700 infitrometer and soil physicochemical properties of 0—30 cm soil depth were obtained. Spatial distribution characteristics of K_s and its influencing factors were analyzed by classical statistics and geostatistics, and pedo-transfer functions were constructed. The results showed that: (1) The variation coefficient of K_s was 1.21, which belonged to strong variation. K_s had significant negative correlations with soil water content, soil organic carbon, clay and silt, while had significant positive correlations with bulk density and sand. (2) The best fitting model of semi-variable function of soil water content was exponential model, and those of bulk density and clay were spherical models. The optimum sampling distance of bulk density, water content and clay were 0.38~0.77, 1.86~3.72 and 1.41~2.83 km. The constructed pedo-transfer function was $\log K_s = -2.914 + 2.772\rho_b - 0.09SW + 0.068\text{clay}$. Bulk density, soil water content and clay could be used as predictive variables that could simulate the spatial distribution of K_s in the desert-oasis ecotone. This study could provide data support for simulating soil water movement and simulation in desert-oasis ecotone.

收稿日期:2021-04-16

资助项目:国家自然科学基金项目(41877153,42071044);中国科学院青年创新促进会项目(2020420)

第一作者:康文蓉(1997—),女,在读硕士研究生,主要从事干旱区土壤水文研究。E-mail:kangwenrong@nieer.ac.cn

通信作者:张勇勇(1986—),男,副研究员,主要从事土壤水文、生态水文研究。E-mail:zhangyongyong@lzb.ac.cn

Keywords: desert-oasis ecotone; Hood infiltrometer; saturated hydraulic conductivity; spatial variation; pedo-transfer function

土壤饱和导水率(K_s)是一个重要的土壤水力参数,影响降水入渗以及包气带土壤水分的运动过程,对干旱地区土壤水资源储存与利用至关重要^[1]。受成土母质、土地利用类型和植被类型等影响, K_s 在空间上变异性强,深刻影响着干旱区土壤水分运动过程^[2]。黑河中游荒漠绿洲过渡带作为干旱区典型的生态脆弱区,土壤层薄、持水性差。绿洲化进程使得景观破碎程度高,在绿洲内部形成了湿地、农田、荒漠、林地镶嵌分布的景观格局^[3]。近些年,随着绿洲扩张,荒漠开垦为农田和林地,土地利用类型及植被等下垫面的改变,引起了土壤结构的变化,深刻影响着土壤的水力特性。因此,准确揭示荒漠绿洲过渡带 K_s 的空间变异规律及其影响因素对于理解该区土壤水分平衡、运移过程及区域水文过程模拟具有重要意义。

针对不同区域 K_s 空间变异特征的研究发现, K_s 的空间变异特征主要受到土壤基本理化性质的影响。赵春雷等^[4]利用地统计学和状态空间方程分析了黄土高原北部坡面土壤 K_s 的变异特征发现,土壤容重和机械组成可以很好地解释 K_s 的变异情况;张川等^[5]对西南喀斯特地区土壤 K_s 的影响因素进行了分析,得出影响该区 K_s 的主要因素为含水量和容重;Monterrat 等^[6]利用克里金插值法研究了西班牙伊利亚地区 K_s 值,结果表明, K_s 空间分布特征与岩石性质高度相关。纵观已有研究^[4-6],对不同区域 K_s 的空间变异特征有较多的讨论,而针对荒漠绿洲过渡带多种景观类型组合下的 K_s 空间变异特征的研究较少。

目前,土壤 K_s 的测定方法主要包括室内环刀定水头法、单环渗透法、双环渗透法、张力渗透仪和模型逆解等^[7]方法。传统的室内环刀定水头法,在采集环刀时对土壤的扰动较大,导致测得结果偏大^[8];单环和双环渗透法一般采用定水头,环内存在积水,更适用于南方水稻田土壤 K_s 的测量^[9]。在干旱区张力渗透仪是使用最广泛的方法之一^[10],该方法可简单地测定土壤水力特性,且更符合干旱区土壤水分入渗的实际过程^[11]。Hood 张力入渗仪通过调节不同负压可以在野外快速准确的测定土壤 K_s ,近年来应用广泛。直接测量土壤 K_s 耗时费力,且在较大空间尺度上难以实现,因此,建立基于易获得土壤性质的传递函数已被用于大尺度土壤水力特性的估算。

本研究在荒漠绿洲过渡带不同景观类型样地网格布设 27 个样点,采用 Hood-IL 2700 入渗仪测得各

样点土壤 K_s ,分析 K_s 的影响因素,通过逐步多元回归法建立 K_s 的传递函数,利用经典统计学和地统计学方法分析各土壤性质空间分布特征,以期为该区土壤水分动态模拟与预测提供数据支持,为荒漠绿洲过渡带土壤水资源的可持续管理提供依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于中国科学院临泽内陆河流域综合研究站附近,地处河西走廊中部,黑河中游的临泽荒漠绿洲过渡带,属大陆性温带干旱荒漠气候,年均气温 7.6 °C,年均降水量 117 mm,约 65% 的降水集中在 7—9 月,年均潜在蒸发量 2 390 mm,干燥指数 15.9,年均日照时间 3 045 h,年总辐射量 611 272.8 J/cm²。土壤类型主要有地带性的灰棕漠土以及非地带性的风沙土、灌漠土等,质地松散,有机质含量低。研究区主要的 4 种景观类型农田、荒漠、林地和湿地呈斑块状镶嵌分布(图 1)。农田主要作物为制种玉米(*Zea mays*),荒漠主要植被有梭梭(*Haloxylon ammodendron*)、泡泡刺(*Nitraria sphaerocarpa*)、沙拐枣(*Calligonum mongolicum*)和白刺(*Nitraria tangutorum*),湿地优势物种为怪柳(*Tamarix chinensis*)和赖草(*Leymus secalinus*),还分布有芦苇(*Phragmites australis*)和芨芨草(*Achnatherum splendens*)等,林地主要树种为人工杨树(*Populus gansuensis*)。

1.2 样地布设和土壤基本性质测定

研究区域(39°19′—39°23′N,100°04′—100°09′E)面积共 64 km²,东西长 8 km,南北宽 8 km,属于典型的荒漠绿洲过渡带。采用网格法布设样地,将采样区划分为 2 km×2 km 的网格,将 25 个网格节点作为试验样点,为了涵盖更多的景观类型,在湿地增设了 2 个点,共计 27 个样点。利用手持 GPS 定位仪(Garmin GPSMAP 60CSx,水平方向精度为 3~5 m)准确获取各个样点的经度、纬度、海拔等基本地理信息。本研究测定了各样地土壤 0—30 cm 的基本性质,分别在 0—10,10—20,20—30 cm 深度取土,并将其混合分析土壤的理化性质。利用 Hood-IL 2700 入渗仪测定不同压力水头下的稳定入渗率、土壤的机械组成采用马尔文激光分析仪(MS 3000)测定,采用环刀法测定土壤容重、烘干法测定土壤含水量,有机质通过马弗炉(KSL-1200 X)400 °C 下烧失量的大小来计算,pH 通过雷磁(PhS-3E)pH 计测量,电导率由雷磁(DDSJ-308A)电导率仪测定。

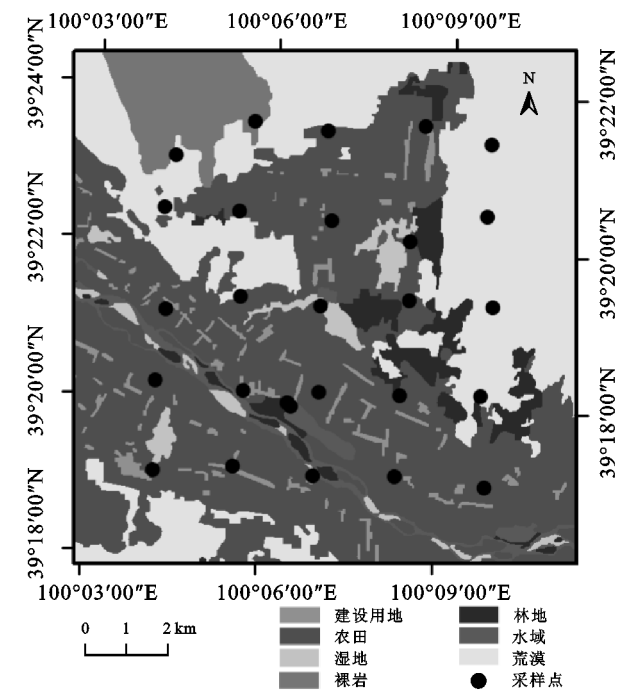


图 1 研究区土地利用类型及采样点分布

1.3 入渗试验

入渗试验采用德国 UGT 公司生产的 Hood-IL 2700 入渗仪(图 2),主要有 Hood 水罩(直径 17.6 cm)、储水管、导水管、U 型压力计和数据采集装置组成。对 27 个样地逐次开展土壤水分入渗试验,在不扰动土壤表层的前提下进行,选择平坦的地势安置钢圈,以保证 Hood 水罩中水面水平,将钢圈压入土壤 3 cm 左右,并在水罩和钢圈之间用过 1 mm 筛子的饱和湿砂密封。依次连接各个塑胶管,注意各个阀门的开闭,连接完成后进行气密性检查。通过调压管依次调整负压水头为 0,−3,−6 cm,每隔 30 s 读取马氏瓶刻度,直到其变化稳定停止。每个样地重复 3 次,整个入渗试验要注意保证仪器密封不漏气。同时,在每个样地上分别用铝盒、环刀采土样测定土壤表层 0—30 cm 的土壤水分和容重。

1.4 数据处理与分析

1.4.1 导水率的计算 Wooding^[12] 研究指出了圆形入渗面与稳定入渗量之间的关系为:

$$Q(h)=\pi r^2 K s \exp(a h) \left(1+\frac{4}{\pi a r}\right) \tag{1}$$

式中: $Q(h)$ 为压力 h 下的稳定入渗量(m^3/s); r 为 Hood 入渗仪水罩的半径(m); Ks 为饱和导水率(m/s); a 为与土壤结构和毛管吸力有关的因子($1/\text{m}$); h 为压力水头(m)。

Gardner 指数函数描述了土壤导水率和压力的关系^[13]:

$$K(h)=K s \exp(a h) \tag{2}$$

式中: $K(h)$ 为给定压力下的导水率(m/s);

α 由方程(1)导出,公式为:

$$\alpha=\frac{\ln \left(Q\left(h_1\right) / Q\left(h_2\right)\right)}{\left(h_1-h_2\right)} \tag{3}$$



图 2 Hood-IL 2700 入渗仪

1.4.2 经典统计学空间变异分析理论 土壤理化性质的空间变异特征用变异系数(CV)表示:

$$CV=s / \bar{x} \tag{4}$$

式中: s 为标准偏差; $\bar{x}$ 为平均值。根据变异程度分级, $CV \leq 0.1$ 为弱变异性, $0.1 < CV < 1$ 为中等变异性, $CV \geq 1$ 为强变异性^[14]。

1.4.3 地学统计空间变异分析理论 根据半变异函数分析空间变量的变异特征,半变异函数的计算公式^[5]为:

$$V(h)=\frac{1}{2 N(h)} \sum_i^N\left(Z\left(x_i\right)-Z\left(x_i+h\right)\right)^2 \tag{5}$$

式中: $V(h)$ 为半变异函数值; $N(h)$ 为空间上距离为 h 的所有“样本点对”个数; $Z\left(x_i\right)$ 为变量 Z 在 x_i 处的实测值; $Z\left(x_i+h\right)$ 为变量 Z 在 x_i+h 处的实测值。通过 GS+ 9.0 软件进行半方差函数的拟合,得到以半变异函数值 $V(h)$ 为纵轴,滞后距离 h 为横轴的半变异图,可以得到 3 个基本参数,块金值 C_0 ,基台值(C_0+C),变程 A 。半变异函数反映了数据空间的相关程度,只有数据具有空间自相关性,插值才有意义。 C_0 表示随机变异的大小, (C_0+C) 是半变异函数达到的极限值, A 是半变异函数值 $V(h)$ 达到基台值时所对应的滞后距离,表示变量空间自相关性的特征长度。 ($C_0 / (C_0+C)$) 表示空间异质性程度,当 $< 25\%$ 时,表示变量具有强烈的空间自相关性;当 $25\% \sim 75\%$ 时,变量具有中等的空间自相关性;当 $> 75\%$ 时变量的空间自相关

性很弱^[15]。不同土壤性质的空间分布通过半变异函数最佳拟合模型利用普通克里格插值获取, K_s 的空间分布图由传递函数公式通过栅格计算获得。

1.4.4 数据处理 利用 Microsoft Excel 2016 软件和 SPSS 25.0 软件对土壤基本性质进行正态检验、多元逐步回归分析等统计分析。通过 Origin 2018 软件进行回归分析作图, GS⁺ 9.0 软件进行地统计分析, 空间插值和分布图绘制在 Arcgis 10.2 软件中完成。

2 结果与分析

2.1 土壤理化性质的基本统计特征

由表 1 可知, 研究区内土壤 K_s 的变化范围为 1.97~

45.87 mm/min, 平均 11.28 mm/min; 土壤水分变动在 0.69%~33.39%, 平均 11.47%; pH 普遍较高, 平均 8.78; 电导率的变化范围较大, 部分土壤有盐化现象; 土壤砂粒含量的变化范围为 28.07%~96.34%, 平均 64.86%; 有机质变化范围为 1.34~25.83 g/kg, 平均 13.04 g/kg。土壤质地大部分为砂土和砂壤土, 持水能力较弱, 由于较低的土壤有机质含量, 土壤容重较高, 介于 1.35~1.69 g/cm³, 平均为 1.54 g/cm³; 从变异系数分析, K_s 变异系数为 1.21, 属强变异, pH 和容重表现出较小的变异性。容重、土壤水分、有机质、黏粒含量、粉粒含量、砂粒含量和 pH 均符合正态分布。

表 1 土壤理化指标统计特征

指标	饱和导水率/ (mm·min ⁻¹)	容重/ (g·cm ⁻³)	土壤 水分/%	有机质/ (g·kg ⁻¹)	黏粒 含量/%	粉粒 含量/%	砂粒 含量/%	pH/ (2.5:1)	电导率/ (μS·cm ⁻¹)
平均值	11.28	1.54	11.47	13.04	5.04	30.13	64.86	8.78	364
最小值	1.97	1.35	0.69	1.34	0.65	3.01	28.07	8.05	55
最大值	45.87	1.69	33.39	25.83	9.71	62.22	96.34	9.55	2600
标准差	13.69	0.11	8.61	7.71	2.71	17.91	20.48	0.36	613
变异系数	1.21	0.07	0.75	0.59	0.54	0.59	0.32	0.04	1.68
显著性	0	0.27	0.99	0.20	0.26	0.14	0.17	0.94	0

2.2 土壤 K_s 与各变量的 Spearman 相关性

由表 2 可知, 土壤有机质与黏粒和粉粒含量呈极显著正相关($P<0.01$), 与砂粒含量呈极显著负相关($P<0.01$)。 K_s 和土壤水分、有机质、黏粒含量和粉

粒含量呈极显著负相关($P<0.01$), 与容重、砂粒含量呈极显著正相关($P<0.01$), 表明在荒漠绿洲区 K_s 受到土壤性质的影响较大。

表 2 饱和导水率与各变量的 Spearman 相关系数

指标	土壤水分	容重	有机质	黏粒含量	粉粒含量	砂粒含量
容重	-0.072					
有机质	0.748**	-0.469*				
黏粒含量	0.755**	-0.344	0.900**			
粉粒含量	0.710**	-0.302	0.842**	0.955**		
砂粒含量	-0.732**	0.302	-0.854**	-0.965**	-0.995**	
饱和导水率	-0.743**	0.420*	-0.670**	-0.639**	-0.638**	0.648**

注: ** 表示 ($P<0.01$); * 表示 ($P<0.05$)。

2.3 土壤 K_s 传递函数建立

荒漠绿洲过渡带土壤基本理化性质与 K_s 具有很强的相关性(表 2)。本研究分别将农田、荒漠、林地、湿地的代表性样点的容重、土壤水分、有机质、黏粒含量、粉粒含量和砂粒含量作为自变量, 其中土壤水分是表征荒漠绿洲过渡带不同土地利用类型土壤属性的重要参数, 具有相对稳定性^[15]。以 K_s 的对数为因变量, K_s 在经对数转化以后符合正态分布, 进行逐步回归分析, 排除共线性的影响, 建立 K_s 的传递函数。结果为:

$\log K_s = -2.914 + 2.772\rho_b - 0.09SW + 0.068clay$
式中: K_s 为饱和导水率 (mm/min); ρ_b 为土壤容重 (g/cm³); SW 为土壤水分 (%); $clay$ 为黏粒含量 (%). 其中 R^2 为 0.83, RMSE 为 0.48, $P<0.05$, 土

壤水分、容重和黏粒含量与 $\log K_s$ 的皮尔逊相关系数分别为 -0.796, 0.225, -0.695。

通过建立预测值和实测值的线性关系对传递函数进行验证, 由图 3 可知, K_s 预测值与实测值之间具有显著的线性关系, R^2 为 0.83, 回归系数为 0.94, 截距为 0.34, 回归结果较好, 建立的传递函数可以很好地预测 K_s 。

2.4 基于地统计土壤性质的空间变异特征

单样本 $K-S$ 检验结果表明, 容重、土壤水分和黏粒含量均符合正态分布。容重最佳拟合模型为指数模型, 土壤水分和黏粒含量最佳拟合模型为球状模型(表 3), 最佳拟合模型的决定系数均较高, 表明所选模型能够很好地反映土壤性质的空间变异特征。

容重、土壤水分和黏粒含量的块金效应均为正值,说明存在由于抽样分析误差和和小于最小抽样距离内的变化或随机和固有变异引起的各种正基底效应,其中容重和土壤水分的块金值均 <0.002 ,表明随机因素引起的变异性很小。容重、土壤水分和黏粒含量的空间异质比分别为 17.6%,19.1%,46.4%,表明容重和土壤水分具有强烈的空间相关性($<25\%$),黏粒含量具有中等程度的空间相关性($25\% \sim 75\%$),黏粒含量由随机因素引起的变异性更强。

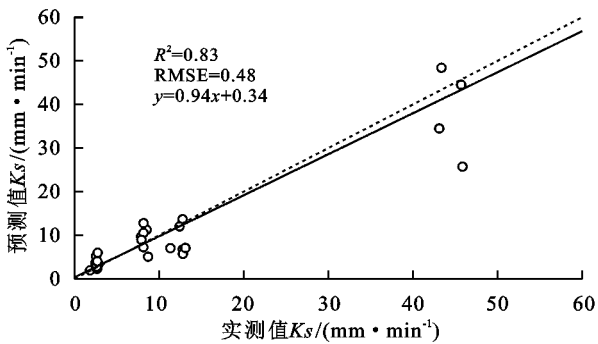


图 3 K_s 预测值和实测值回归分析

表 3 土壤性质半变异模型参数

土壤性质	模型类型	块金值 C_0	基台值 C_0+C	空间异质比/%	变程/km	决定系数	残差平方和
容重	指数模型	0.00193	0.01096	17.6	1.54	0.65	2.82×10^{-5}
土壤水分	球状模型	0.00134	0.00701	19.1	7.43	0.95	1.25×10^{-6}
黏粒含量	球状模型	3.14	6.764	46.4	5.65	0.73	1.93

2.5 土壤容重、土壤水分、黏粒含量和 K_s 克里金插值分析

插值结果(图 4)分析表明,土壤容重最大值出现在研究区的西边砾质荒漠区,最小值出现在南边老绿洲农田;土壤水分最大值出现在湿地,并向外缘老绿洲农田呈现递减趋势,荒漠和裸岩含水量最低;

湿地和老绿洲农田的黏粒含量较高,裸岩和荒漠黏粒含量较低,由东向西,自荒漠到农田黏粒含量呈现递增趋势。

由 K_s 的空间分布可以看出, K_s 最小值出现在研究区南边的老绿洲农田和湿地区域,研究区东北侧巴丹吉林沙漠南缘的荒漠和裸岩区 K_s 较大。

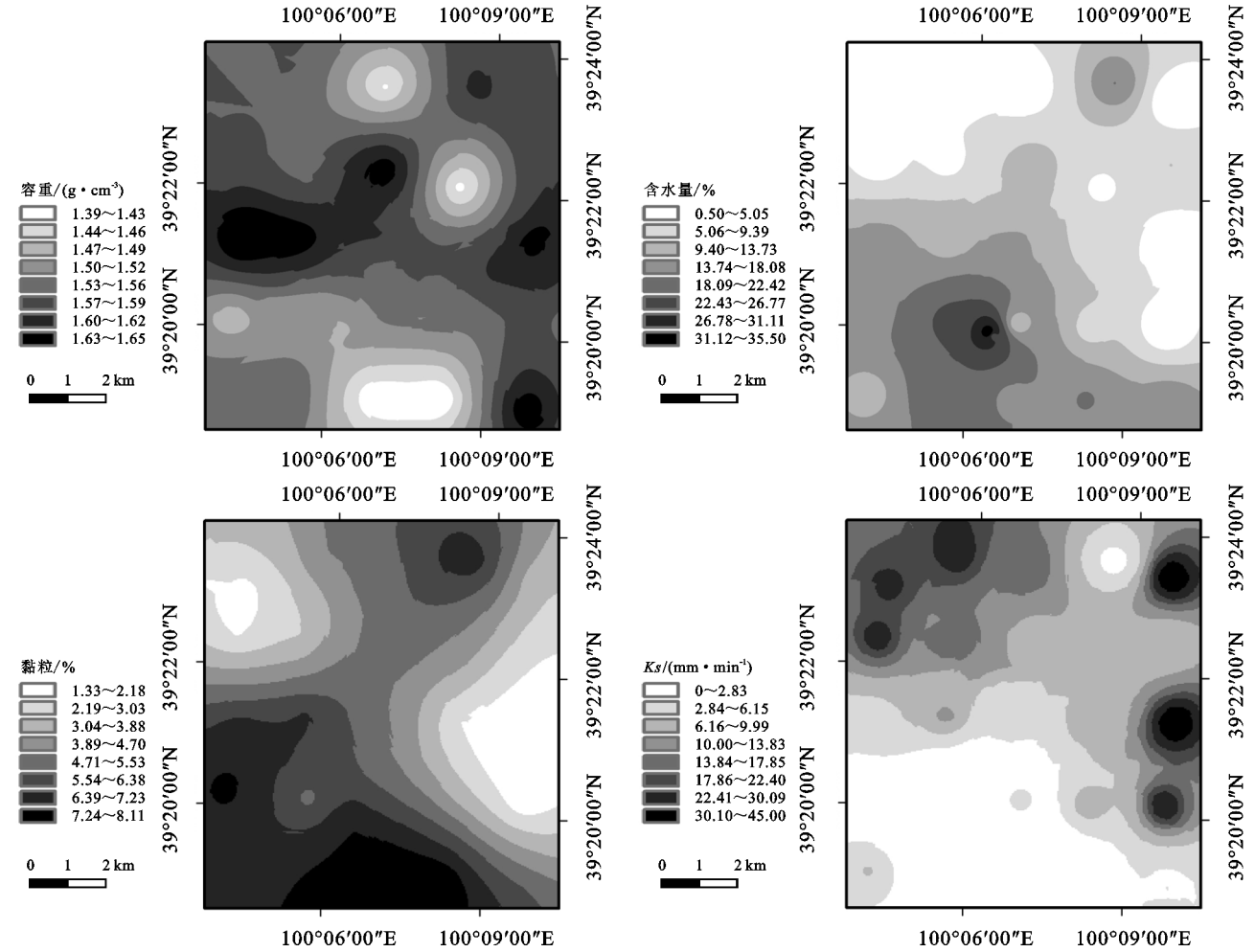


图 4 土壤容重、土壤水分、黏粒和 K_s 空间分布

3 讨论

本研究表明,土壤 K_s 平均值为 11.28 mm/min。在空间分布上, K_s 最大值出现在荒漠区,在研究区南侧老绿洲农田和湿地区域较小。一方面含砾石的荒漠中孔隙率大,入渗性能好,因而 K_s 较大^[15];另一方面,湿地和老绿洲农田有机质和黏粒含量较高,土壤持水性能较好,土壤水分入渗性能小。研究区 K_s 的变异系数为 1.21,属强变异。刘春利等^[16]对黄土高原水蚀风蚀区 K_s 的研究表明, K_s 为中等程度变异。姚淑霞等^[17]研究指出,科尔沁不同沙地的土壤 K_s 均属于中等程度的变异。说明相比其他地区,荒漠绿洲过渡带 K_s 的变异性大,这主要受荒漠绿洲过渡带湿地、农田、荒漠、林地呈斑块状镶嵌分布,景观破碎程度高的影响。

土壤理化性质是影响 K_s 的重要因素,本研究表明, K_s 与黏粒、粉粒含量、土壤水分、有机质显著负相关($P<0.01$),与砂粒含量、容重显著正相关($P<0.01$),这与李丹凤^[15]在荒漠绿洲过渡带的研究结果一致。黏粒含量是影响干旱区土壤团聚体和土壤结构稳定的重要因素,黏粒含量越高的土壤质地越细,比表面积越大使得土壤基质势增大^[18],饱和条件下渗透的水量就越少,因而饱和导水率较低。土壤孔隙作为土壤水分的运动空间,孔隙度的大小直接影响着土壤导水能力^[19],土壤有效孔隙度是影响土壤水分变化的结构性因素,因而土壤水分变化间接影响着 K_s 值的大小^[20]。以容重、土壤水分和黏粒含量作为自变量进行回归分析时,共线性统计结果显示,方差膨胀因子均小于 10,土壤水分与其他因素不存在共线性影响,且土壤水分在荒漠绿洲过渡带具有相对稳定性^[15]。因此,土壤水分可用作为自变量因子。本研究中 K_s 与土壤容重呈正相关的关系,赵春雷等^[4]在黄土区进行的研究结果表明, K_s 与土壤容重呈负相关,其原因可能是研究区含砾石的荒漠非毛管孔隙分布较多,使得土壤导水能力增强,因此 K_s 值较大。

半变异函数反映了数据的空间相关程度,当数据具有空间自相关性时,插值结果可靠^[14]。本研究中,土壤容重和土壤水分表现为强烈的空间自相关性,黏粒含量表现为中等程度的空间自相关性(表 3),结合研究区的实际情况,自然结构因素(如土壤类型和植被类型等)对土壤容重和土壤水分的总空间变异性起主导作用,黏粒含量由随机因素(如耕作、施肥和采样误差等),引起的变异性更强,施用有机肥和保护性的耕作措施等不确定因素对黏粒含量影响较大,使得研究区黏粒含量异质性增强^[21]。根据 Flatman 等^[22]的研究结果,最佳采样间距为变程的 $1/4\sim 1/2$,因此,容重、土壤水分和黏粒含量的最佳采样距离分别

为 0.38~0.77,1.86~3.72,1.41~2.83 km,为了达到反映空间结构的目的,在采容重样品时应减小采样间距,增加采样点数量。

土壤 K_s 的传统测量方法与近些年出现的间接方法均难以实现大面积的连续测量,造成土壤 K_s 数据的缺失。因此利用土壤其他信息来预测 K_s 具有重要意义^[6]。已有研究^[23-24]表明, K_s 受土壤水分特征、质地、土壤结构、温度、有机质等众多因素的影响。本研究建立的传递函数结果表明,研究区容重、土壤水分和黏粒含量是影响饱和导水率的关键变量。李涛等^[25]在干旱区园地进行的研究表明,黏粒含量可以解释约 40%土壤饱和导水率的变化。Zhang 等^[9]在荒漠绿洲过渡带研究表明,黏粒含量、容重和有机质可以很好地解释 K_s 变化情况(R^2 为 0.88, $P<0.01$)。本研究中建立的 K_s 传递函数模型的预测能力 R^2 为 0.83, RMSE 为 0.48,模型的解释性与稳定性较好,可为荒漠绿洲过渡带土壤水分运动模拟和预测提供数据支持。由于各区域的土壤性质不同,在使用该模型时需要进行参数率定作进一步的验证。

4 结论

研究区不同景观单元下 K_s 的空间分布具有显著差异, K_s 的空间变异受容重、有机质、土壤水分、土壤质地的共同影响,具有强变异特征。其中土壤容重、水分和黏粒含量可以很好地解释 K_s 的变异情况,四者之间的关系可用 $\log K_s = -2.914 + 2.772\rho_b - 0.09SW + 0.068\text{clay}$ ($R^2 = 0.83$, RMSE = 0.48) 表示。容重、土壤水分和黏粒含量的最佳采样距离分别为 0.38~0.77,1.86~3.72,1.41~2.83 km。研究结果为荒漠绿洲土壤水分运移及模拟提供重要的数据基础,对理解荒漠绿洲过渡带土壤水平衡及区域生态水文过程具有重要意义。

参考文献:

- [1] 赵春雷,邵明安,贾小旭.冻融循环对黄土区土壤饱和导水率影响的试验研究[J].土壤通报,2015,46(1):68-73.
- [2] Soulis K X, Londra P A, Kargas G. Characterizing surface soil layer saturated hydraulic conductivity in a Mediterranean natural watershed[J]. Hydrological Sciences Journal, 2020, 65(15): 2616-2629.
- [3] 常学礼,季树新,乔荣荣,等.基于 NDVI 绿洲—荒漠过渡带宽度识别:以河西走廊中部荒漠绿洲为例[J].生态学报,2020,40(15):5327-5336.
- [4] 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.
- [5] 张川,陈洪松,张伟,等.喀斯特坡面表层土壤含水量、容重和饱和导水率的空间变异特征[J].应用生态学报,2014,25(6):1585-1591.
- [6] Montserrat F J, Eduardo M E, Sara A A. Mapping sat-

- urated hydraulic conductivity from open-access soil databases[J]. *Catena*, 2021, 197: e104973.
- [7] Bagarello V, Lovino M, Lai J B. Accuracy of saturated soil hydraulic conductivity estimated from numerically simulated single-ring infiltrations[J]. *Vadose Zone Journal*, 2019, 18(1): e180122.
- [8] 胡伟, 邵明安, 王全九, 等. 取样尺寸对土壤饱和和导水率测定结果的影响[J]. *土壤学报*, 2005, 42(6): 1040-1043.
- [9] Zhang Y Y, Zhao W Z, Li X B, et al. Contribution of soil macropores to water infiltration across different land use types in a desert-oasis ecoregion[J]. *Land Degradation and Development*, 2020, 32(4): 1751-1760.
- [10] Caldwell T G, Young M H, Mc Donald E V, et al. Soil heterogeneity in Mojave Desert shrublands: Biotic and abiotic processes[J]. *Water Resources Research*, 2012, 48(9): 9551-9563.
- [11] Schwärzel K, Punzel J. Hood infiltrometer: A new type of tension infiltrometer[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2007, 71(5): 1438-1447.
- [12] Wooding R A. Steady infiltration from a shallow circular pond[J]. *Water Resources Research*, 1968, 4(6): 1259-1273.
- [13] Gardner W R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table[J]. *Soil Science*, 1958, 85(4): 228-232.
- [14] Webster R, Burgess T M. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties iii changing drift and universal kriging[J]. *European Journal of Soil Science*, 1980, 31(3): 505-524.
- [15] 李丹凤. 黑河中游绿洲土壤物理性质的时空变异性研究[D]. 陕西 杨凌: 中国科学院教育部水土保持与生态环境研究中心, 2014.
- [16] 刘春利, 胡伟, 贾宏福, 等. 黄土高原水蚀风蚀交错区坡地土壤剖面饱和和导水率空间异质性[J]. *生态学报*, 2012, 32(4): 207-215.
- [17] 姚淑霞, 赵传成, 张铜会. 科尔沁不同沙地土壤饱和和导水率比较研究[J]. *土壤学报*, 2013, 50(3): 469-477.
- [18] 邵明安, 王全九, 黄明斌. *土壤物理学*[M]. 北京: 高等教育出版社, 2006: 87-97.
- [19] Zhang Y Y, Zhao W Z, He J H, et al. Soil susceptibility to macropore flow across a desert: Oasis ecotone of the Hexi corridor, northwest china [J]. *Water Resources Research*, 2018, 54(2): 1281-1294.
- [20] Zhang Z B, Lin L, Wang Y, et al. Temporal change in soil macropores measured using tension infiltrometer under different land uses and slope positions in subtropical China[J]. *Journal of Soils and Sediments*, 2016, 16(3): 854-863.
- [21] 吕殿青, 邵明安, 潘云. 容重变化与土壤水分特征的依赖关系研究[J]. *水土保持学报*, 2009, 23(3): 209-212, 216.
- [22] Flatman G T, Yfantis A A. Geostatistical strategy for soil sampling: The survey and the census[J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 1984, 4(4): 335-349.
- [23] Zhao C L, Shao M A, Jia X X, et al. Using pedotransfer functions to estimate soil hydraulic conductivity in the Loess Plateau of China[J]. *Catena*, 2016, 14: 1-6.
- [24] 于冬雪, 贾小旭, 黄来明. 黄土区不同土层饱和和导水率空间变异与影响因素[J]. *土壤通报*, 2018, 49(5): 1073-1079.
- [25] 李涛, 李晓琳, 郝新梅, 等. 应用土壤质地预测干旱区葡萄园土壤饱和和导水率空间分布[J]. *农业工程学报*, 2014, 30(9): 84-92.
- (上接第 136 页)
- [15] 国家林业局. 中华人民共和国林业行业标准: 森林土壤分析方法[S]. 北京: 中国标准出版社, 1999: 21-151.
- [16] 林立文, 邓羽松, 李佩琦, 等. 桂北地区不同密度杉木林枯落物与土壤水文效应[J]. *水土保持学报*, 2020, 34(5): 200-207, 215.
- [17] 夏璟钰, 王雯颖, 蒋林君, 等. 不同林龄杉木人工林凋落物持水特性研究[J]. *广西林业科学*, 2019, 48(4): 449-454.
- [18] 周丽丽, 蔡丽平, 马祥庆, 等. 不同发育阶段杉木人工林凋落物的生态水文功能[J]. *水土保持学报*, 2012, 26(5): 249-253.
- [19] 李海防, 范志伟, 颜培栋, 等. 不同年龄马尾松人工林水源涵养能力比较研究[J]. *福建林学院学报*, 2011, 31(4): 320-323.
- [20] 郑力文. 林木根系对土壤性质的影响研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2015.
- [21] 冯宜明, 李毅, 曹秀文, 等. 甘肃亚高山云杉人工林土壤特性及水源涵养功能对林分密度的响应特征[J]. *自然资源学报*, 2018, 33(9): 1529-1541.
- [22] 徐小牛, 邓文鑫, 张赞齐, 等. 安徽老山亚热带常绿阔叶林不同林龄阶段土壤特性及其水源涵养功能的变化[J]. *水土保持学报*, 2009, 23(1): 177-181.
- [23] 李际平, 李沛霖, 曹小玉, 等. 福寿林场杉木人工林水源涵养功能比较研究[J]. *中南林业科技大学学报*, 2014, 34(7): 80-83, 129.
- [24] 王燕, 宫渊波, 尹艳杰, 等. 不同林龄马尾松人工林土壤水土保持功能[J]. *水土保持学报*, 2013, 27(5): 23-27, 31.
- [25] 孙志刚, 陈强, 苏俊武, 等. 秃杉持续生长力的探讨[J]. *安徽农业科学*, 2019, 47(5): 116-119.