doi:10. 3969/j. issn. 1671-3168. 2025. 06. 019

塔里木河下游河岸带胡杨林盐渍化土壤水分、盐分空间分异特征研究

李福杰[1],韩 凤[1],马 玉[1],马 斌[1],阴书晶[2,3]
(1. 中国地质调查局乌鲁木齐自然资源综合调查中心,新疆 乌鲁木齐 830057; 2. 新疆师范大学 地理科学与旅游学院,新疆 乌鲁木齐 830054; 3. 新疆维吾尔自治区重点实验室,新疆干旱区湖泊环境与资源实验室,新疆 乌鲁木齐 830054)

摘要:为揭示塔里木河(以下简称塔河)下游河岸带胡杨林盐渍化土壤水分与盐分的空间分异规律,选取下游河岸 2 km 范围内的 8 个断面、24 个土壤剖面,测定不同深度(0~10、10~20、20~40、40~60、60~80 cm)土壤含水量及盐分数据,运用地统计学方法,探究其空间异质性。结果表明,塔河下游胡杨林土壤以轻度盐渍化为主,空间相关性弱,受随机因素影响显著,不同断面盐分积聚深度有差异,库木吐格盐分集聚于 0~10 cm 表层土壤,魔鬼坝则在 40~60 cm 深处土层积聚,且愈靠近台特玛湖盐分愈低。土壤整体含水量<15%,呈干旱化特征,魔鬼坝为中度干旱,其余区域多为重度干旱,库木吐格深层土壤保水能力较强,魔鬼坝水分渗透能力弱,下游区域干旱化程度最严重。

关键词:盐渍化土壤;土壤水分;土壤盐分;空间分异特征;河岸带胡杨林;塔里木河下游

中图分类号:S792. 119;S714. 5 **文献标识码**:A **文章编号**:1671-3168(2025)06-0138-10

引文格式:李福杰,韩风,马玉,等. 塔里木河下游河岸带胡杨林盐渍化土壤水分、盐分空间分异特征研究[J]. 林业调查规划,2025,50(6):138-147. doi:10. 3969/j. issn. 1671-3168. 2025. 06. 019

LI Fujie, HAN Feng, MA Yu, et al. Spatial Heterogeneity of Moisture and Salinity in Salinized Soil of *Populus euphratica* Riparian Forest along the Lower Reaches of the Tarim River[J]. Forest Inventory and Planning, 2025, 50(6): 138-147. doi:10. 3969/j. issn. 1671-3168. 2025. 06. 019

Spatial Heterogeneity of Moisture and Salinity in Salinized Soil of *Populus euphratica* Riparian Forest along the Lower Reaches of the Tarim River

LI Fujie[1], HAN Feng[1], MA Yu[1], MA Bin[1], YIN Shujing[2,3]
(1. Urumqi Natural Resources Comprehensive Survey Center, China Geological Survey, Urumqi 830057, China;
2. College of Geography and Tourism, Xinjiang Normal University, Urumqi 830054, China;
3. Xinjiang Key Laboratory of Lake Environment and Resources in Arid Area, Urumqi 830054, China)

Abstract: To reveal the spatial heterogeneity of soil moisture and salinity in the salinized soil of the riparian *Populus euphratica* forest along the lower reaches of the Tarim River, 8 transects and 24 soil profiles within 2 km of the lower riparian zone were selected. Soil moisture content and salinity data at different depths (0-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 cm) were measured, and their spatial heterogeneity was investigated using geostatistical methods. The results indicated that the soil in the *Populus euphratica* forest of the lower Tarim River was primarily mildly salinized, with weak spatial correlation, significantly influenced by random factors.

收稿日期:2024-10-13;**修回日期**:2024-12-23
基金项目:塔里木河流域北部沙漠盐渍化与生态恢复调查监测与评价(DD20220887).
第一作者:李福杰(1993-),男,工程师. 研究方向为自然资源学. Email:lifujie@ mail. cgs. gov. cn
责任作者:马斌(1994-),男(回族),工程师. 主要从事干旱区水文过程研究. Email:mab9401@ 163. com

The depth of salt accumulation varied among different transects: salt accumulated in the 0−10 cm surface soil layer at Kumutage, but accumulated in the 40−60 cm deep soil layer at Mogui Dam. Furthermore, salinity decreased closer to Taitema Lake. The overall soil water content was less than 15%, exhibiting characteristics of aridification. The Mogui Dam area was moderately arid, while other areas were mostly severely arid. The deep soil at Kumutage exhibited relatively strong water retention capacity, whereas the water infiltration capacity at Mogui Dam was weak, and the downstream area experienced the most severe aridification.

Key words: salinized soil; soil moisture; soil salinity; spatial heterogeneity; riparian *Populus euphratica* forests; lower Tarim River

盐渍化土的改良与利用是推动中国绿色可持续发展,保障生态环境稳定,以及实现经济高质量发展的重要举措[1]。我国拥有全球 10%的盐渍化土[2],其中大部分分布在新疆地区,占全国盐渍化土的 36.85%,以南疆绿洲—荒漠生态系统为主,占比约 50%[3]。塔里木河(以下简称“塔河”)下游胡杨林是新疆地区最为重要的生态屏障之一,该区域的土壤盐渍化问题对当地生态系统的稳定和可持续发展构成严峻挑战[4]。随着气候变化和人类活动的加剧,塔河流域的干旱化进程加速,土壤中盐分的积累已成为阻碍胡杨林健康生长的关键因素[5]。尤其是在干旱条件下,水分与盐分的动态相互作用显著影响土壤盐渍化的空间分布特征[6-7],进而影响植物的生存状况[8]。因此,研究塔河下游胡杨林土壤盐渍化的水盐空间异质性和空间分布规律,对于理解该区域土壤盐渍化的形成机制,科学制定土壤治理和生态修复策略提供理论支持,也为维持胡杨林生态系统的长期健康发展提供决策依据。

以往的研究主要集中在基于时间序列的土壤要素变化特征研究,并未对南疆土壤水分—盐分的空间变异性有全面的了解[9-10]。现有研究表明,土壤盐渍化的时空分布受多种因素的综合影响,特别是在干旱区的绿洲生态系统中,水分与盐分的空间异质性尤为突出[11]。基于对塔里木盆地和渭干河灌区等区域的实地测量与分析,指出土壤盐分的积累在空间上呈现显著差异,且其分布受地下水位、水盐平衡等因素驱动。这些研究强调了流域尺度水盐平衡对土壤盐分分布的决定性作用,尤其在绿洲生态系统中,水盐动态与土壤盐渍化的关联性尤为紧密[12-13]。目前,塔河下游依然面临荒漠化、灌溉取水和水库调节等因素对流域水盐平衡带来的巨大压力[14],对塔河下游胡杨林的水盐空间分异特征研究亟需深入探究。本文选择塔河下游河岸 2 km 范围内的胡杨林土壤剖面(0~10、10~20、20~40、40~60、60~80 cm)的土壤含水量和盐分原位数据,采用地统计学方法,探讨其空间异质性,划分土壤的盐渍化和干旱化程度,揭示其空间分布规律,以期为塔河生态恢复和可持续治理提供理论依据。

1　研究区概况

塔河是中国最长的内陆河流,全长约 1 321 km[15],其下游(大西海子水库至台特玛湖)位于新疆塔里木盆地北缘,地处塔河流域尾端,长约 321 km,地理坐标为 87°30′~88°40′E,39°20′~40°40′N(图 1)。

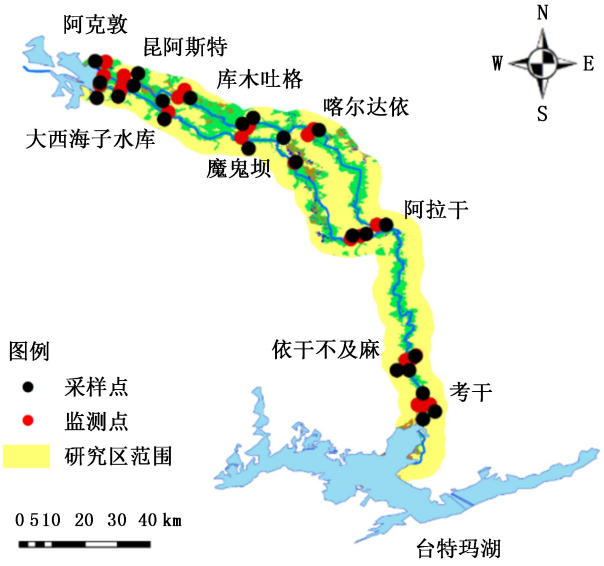


图 1　研究区采样点分布

Fig. 1　Distribution of sampling points in the study area

塔河下游地区属温带大陆性暖温带荒漠干旱气候,年降水量 17.4~42.0 mm,年蒸发量 2 500~3 000 mm。区域内降水稀少而蒸发强烈,地下水以河道侧渗补给为主[16-17]。塔河下游因长期断流,形成季节性洪水现象,且地下水位较低,加剧了盐分在地表的聚集。土壤类型以盐碱土和沙质土为主,少部分为胡杨林土。胡杨作为该区域的主要植物种类,具有

极强的耐旱、耐盐碱能力,河道两侧形成了以胡杨林为主的天然绿色屏障,河岸外围区则主要由固定、半固定的流动沙丘构成[18]。塔河下游主要天然植物有胡杨(*Populus euphratica*)、梭梭(*Haloxylon ammodendron*)、怪柳(*Tamarix ramosissima*)、碱蓬(*Suaeda glauca*)、骆驼刺(*Alhagi sparsifolia*)和芦苇(*Phragmite australis*)等[19],胡杨为该区域乔木层优势种[20],植被覆盖度为 35%~65%。

2 研究方法

2.1 土壤水分、盐分数据采集及测定

2024 年 7 月,选取塔河下游河岸带 2 km 范围内的胡杨林为研究对象,赴阿克墩、昆阿斯特、库木吐格、魔鬼坝、喀尔达依、阿拉干、依干不及麻、考干等 8 个典型监测段面,每个段面分别设置 3 个 10 m×10 m 的样地,使用直径为 5 cm、长度为 1.5 m 的土壤剖面采集器,在去除表层土壤植被残留物和石块后,分别在 8 个段面处的样地钻取连续且完整的土柱(约 1 m 深)。共设置 24 个采样点,每个采样点进行 3 次重复采样,并在现场利用不锈钢刀对不同深度的土壤剖面(0~10、10~20、20~40、40~60 和 60~80 cm)进行切割。同时,利用环刀法采集不同深度土层的土壤,将采集的土壤用封口膜密封后放入密封袋中封存。土壤样品经风干、研磨、过筛等步骤,去除其中的植物根系和石块,制成标准土样用于含水量和盐分的测定。采用烘干法测定土壤含水量;使用电导仪测定电导率和土壤全盐含量。

2.2 Kriging 插值法

Kriging 插值是地统计学中评估空间分布的一种方法,其涵盖了多种算法,包括普通 Kriging(OK)、泛 Kriging(UK)和经验贝叶斯 Kriging(EBK)等。该方法通过分析已知样本点之间的空间关系和变异程度,从而推断未知位置的数值。普通 Kriging 插值是通过已知数据点的加权平均来预测未知点的数值[21]。本研究采用普通 Kriging 插值法分别对土壤水分、盐分进行插值,公式为:

$$S_0 = \sum_{i=1}^{x} (S_i W_i) \quad (1)$$

式中:S_0 为待估点的水分或盐分含量;S_i 为已知样点 i 对应的水分或盐分含量;W_i 为样点 i 的权重系数;x 为已知样点总数。

2.3 空间异质性特征分析

利用半变异函数的拟合参数解析土壤水分和盐分分布的空间异质性特征,并从随机性和结构性变异程度两个方面进行解释。选取块金值(Nugget,C_0)、基台值(Sill,C_0+C)、偏基台值(Partial Sill,C)和变程(Range,A_0)4 个主要参数[22]。在满足平稳性假设的条件下,基台值(C_0+C)表示变量的总变异性,其中 C_0 表示随机因素引起的空间异质性,C 表示结构(系统)因素引起的变异;$C_0/(C_0+C)$ 反映了空间自相关性对空间变异程度的影响。当 $C_0/(C_0+C)\leqslant 25\%$,空间自相关性较强,主要受结构性因素(如母质、气候、植被、土壤类型等)的影响;当 $C_0/(C_0+C)\geqslant 75\%$ 时,空间自相关性较弱,主要受随机性因素(如耕作措施、灌溉、施肥、平整土地、土地利用类型等)的影响;当 $25\%<C_0/(C_0+C)<75\%$ 时,为中等空间自相关性,受结构性与随机性因素影响;A_0 代表空间相关性的阈值大小,即在阈值范围内该变量具有空间相关性,超出范围则表现为独立且无相关性。常用理论模型主要包括球状模型、指数模型、线性模型及高斯模型[23-24]。

2.4 数据分析

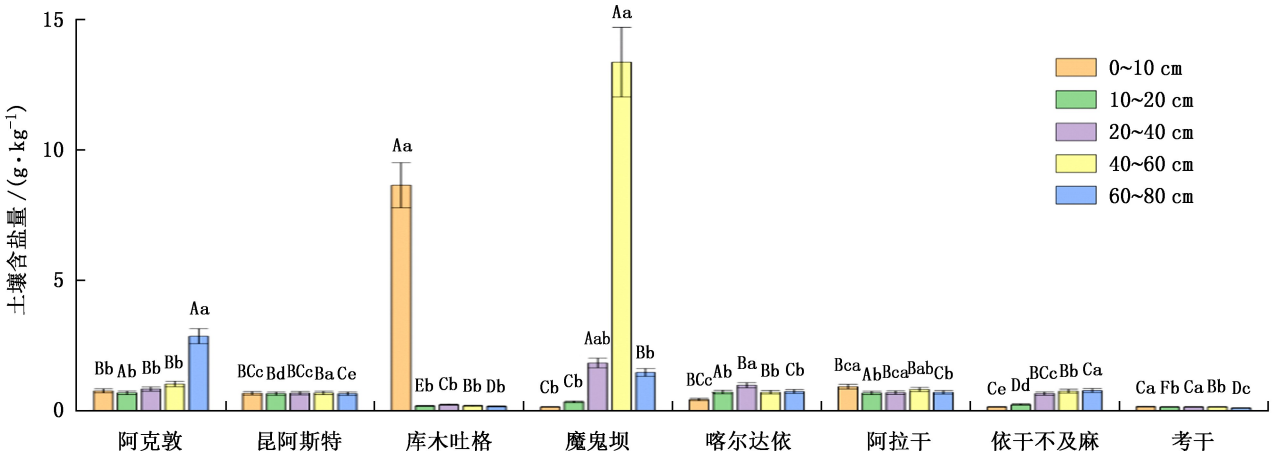
使用 Microsoft Excel 2016 预处理数据,运用 SPSS 26.0 软件进行方差分析,利用 Origin 2022 进行塔河下游河岸带胡杨林土壤盐渍化程度和干旱化程度示意图制作。通过 GS+9.0 完成地统计学的半方差函数筛选和计算,使用 ArcGIS 10.8 进行 Kriging 插值以及空间分布图的绘制。

3 结果与分析

3.1 土壤盐渍化分级分析

参考《中国盐渍土》和《土壤农化分析》盐渍化类型划分指标对研究区土壤盐渍化进行分类分级(<2 g/kg 为非盐化土;2~3 g/kg 为轻度盐渍土;3~5 g/kg 为中度盐渍土;5~10 g/kg 为强度盐渍土;>10 g/kg 为盐土),并评价盐渍化程度[25-26](图 2)。

由图 2 可知,塔河下游河岸带胡杨林土壤盐渍化程度整体较低,以非盐化土(<2 g/kg)为主,轻度(2~3 g/kg)和中度(3~5 g/kg)盐渍土呈局部斑块状分布,不同区域盐渍化程度及剖面盐分积累特征差异显著($P<0.05$)。具体来看,昆阿斯特、阿拉干、考干等区域胡杨林土壤盐分含量普遍较低,各土层均以非盐化土为主,盐分含量均小于 2 g/kg,且无显著剖面差异($P>0.05$),表现为“全剖面低盐”的稳定特征;阿克墩和魔鬼坝胡杨林土壤盐渍化程度相对较重,为中度盐渍土,其中阿克墩胡杨林盐分主要在 60~80 cm 深层积累,该层盐分含量达 3~5 g/kg,显



注:A、B、C 表示同一土层深度不同监测点之间的差异,a、b、c 表示同一监测点不同土层深度之间的差异,字母相同表示无显著性差异,反之则表示差异显著(下同)。

图 2　塔里木河下游河岸带胡杨林土壤盐渍化程度

Fig. 2　Soil salinization degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

著高于表层(0~10 cm)和浅层(10~20 cm),而魔鬼坝胡杨林则表现为“中层集聚”特征,40~60 cm 土层盐分含量达到最大值(3~5 g/kg),为全区域盐渍化最严重的土层;库木吐格、喀尔达依、依干不及麻等区域胡杨林以轻度盐渍土为主,盐分含量为 2~3 g/kg,库木吐格胡杨林盐分集中在 0~10 cm 表层,该层盐分含量明显高于深层(40 cm 以下),喀尔达依和依干不及麻则以表层(0~10 cm)和浅层(10~20 cm)轻度盐渍化为主,深层土壤盐分含量降至 2 g/kg 以下,非盐化特征明显。塔河下游河岸带胡杨林土壤盐渍化程度呈现“整体以非盐化土为主,中度盐渍土集中在阿克墩、魔鬼坝的深层或中层土壤,轻度盐渍土分布在库木吐格等区域的表层”的空间分布规律,深层或中层土壤盐分积累是该区域盐渍化的主要特征。

3.2　土壤盐分空间分异特征

通过对线性、球状、指数和高斯 4 种变异函数模型模拟的土壤盐分结果进行反复比较,筛选出最适合的半变异函数模型及其插值相关参数(表 1)。

从表 1 可以看出,塔河下游胡杨林土壤盐分的理论模型以高斯模型和指数模型为主。从块金系数来看,塔河下游河岸带胡杨林土壤盐分块金系数 >0.75,空间相关性较弱,主要受随机性因素的影响;其中库木吐格 60~80 cm、魔鬼坝 40~60 cm 土层的块金系数位于 0.25~0.75 范围,空间相关性较为中等,主要受结构性因素和随机性因素的共同影响。从变程来看,塔河下游胡杨林土壤盐分的变程范围为 0.002 451~0.389 711 m,且愈往下游空间变异范围越小。从残差和决定系数来看,胡杨林多数土层的 R^2 值较大,其模型预测的目标变量值与真实值差距较小,表明土壤盐分的拟合效果较好;但考干 20~40 cm 土层的 R^2 值仅为 0.252,表明土壤盐分的拟合效果较差。

塔河下游河岸带胡杨林土壤盐分空间分布呈明显异质性(图 3)。

整体以非盐渍土为主。其中轻度盐渍土主要集中在阿拉干上游区域,且 0~10 cm 土层这一特征表现尤为明显,呈条带状自西北向东南方向延伸,含盐量沿此方向逐渐降低。具体来看,不同区域的土壤盐分随土层深度变化特征差异显著,阿克墩胡杨林土壤盐分随土层加深呈阶梯式上升,0~10 cm 层以非盐渍土为主,10~20 cm 层轻度盐渍土降低,至 60~80 cm 层轻度盐渍土覆盖面积扩大,呈明显的盐分累积效应;库木吐格胡杨林表层(0~10 cm)轻度盐渍土集中分布,占比约 50%,盐分积累特征显著,10~20 cm 及以下土层轻度盐渍土面积减少,含盐量随土层加深显著降低;魔鬼坝胡杨林则表现为中间层集聚特征,40~60 cm 土层轻度盐渍土分布面积占比最大,盐分集聚现象尤为突出,0~10 cm、10~20 cm 及 60~80 cm 层均以非盐渍土为主。从区域整体趋势看,塔河下游胡杨林土壤含盐量呈西北高、东南低的空间格局,西北端的阿克墩起始点土壤含盐量最高,60~80 cm 层轻度盐渍土密集分布,向东南方向延伸至台特玛湖附近,含盐量逐渐降低,至阿拉干下游、依干不及麻及考干区域,几乎全部为非盐渍土,愈靠近台特玛湖胡杨林土壤含盐量越低的规律在此得到充分体现。

表 1 塔里木河下游胡杨林土壤盐渍化程度的半方差函数类型及其参数

Tab. 1 Type of semi-variance function and its parameters of soil salinization degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

监测点	土层深度/cm	理论模型	块金值	基台值	块金系数	变程/m	残差(RSS)	决定系数(R^2)
阿克墩	0~10	高斯模型	0.0016125	0.0180477	0.9106534	0.0208660	0.0008143	0.422
	10~20	指数模型	0.0022680	0.0158954	0.8573172	0.0030000	0.0028170	0.884
	20~40	高斯模型	0.0010632	0.0531608	0.9800003	0.2330120	0.0016140	0.446
	40~60	高斯模型	0.0085336	0.0531034	0.8393022	0.1482180	0.0025820	0.446
	60~80	高斯模型	0.0819558	3.0120000	0.9727902	0.3273570	0.0014180	0.816
昆阿斯特	0~10	高斯模型	0.0000437	0.0018480	0.9763528	0.0685310	0.0000037	0.401
	10~20	高斯模型	0.0008037	0.0048125	0.8329974	0.2866110	0.0000074	0.504
	20~40	高斯模型	0.0000100	0.0143700	0.9993041	0.3377490	0.0000015	0.915
	40~60	高斯模型	0.0001901	0.0154300	0.9876798	0.3533380	0.0000024	0.882
	60~80	高斯模型	0.0001310	0.0017320	0.9243649	0.0848700	0.0000007	0.811
库木吐格	0~10	球状模型	0.0001000	0.0646000	0.9984520	0.0620000	0.0017250	0.637
	10~20	球状模型	0.0000010	0.0012272	0.9991851	0.0024510	0.0000003	0.648
	20~40	指数模型	0.0000499	0.0008082	0.9382579	0.0650080	0.0000053	0.542
	40~60	高斯模型	0.0012696	0.0321522	0.9605128	0.3897110	0.0000029	0.819
	60~80	高斯模型	0.0005920	0.0022540	0.7373558	0.1957220	0.0000075	0.267
魔鬼坝	0~10	高斯模型	0.0003234	0.0030938	0.8954684	0.1954060	0.0000041	0.325
	10~20	高斯模型	0.0000010	0.0094000	0.9998936	0.2666460	0.0000003	0.660
	20~40	高斯模型	0.0000337	0.0009364	0.9640111	0.0310530	0.0000003	0.583
	40~60	指数模型	0.0004593	0.0010320	0.5549419	0.0273190	0.0000061	0.780
	60~80	高斯模型	0.0160000	1.2250000	0.9869388	0.5611840	0.0045700	0.770
喀尔达依	0~10	高斯模型	0.0012162	0.2002000	0.9939251	0.2833100	0.0026310	0.471
	10~20	高斯模型	0.0001256	0.0019184	0.9345288	0.1701340	0.0000019	0.400
	20~40	高斯模型	0.0216000	0.1172528	0.8157827	0.0733460	0.0072410	0.419
	40~60	指数模型	0.0000528	0.0038400	0.9862500	0.2850000	0.0000020	0.785
	60~80	高斯模型	0.0003164	0.0033146	0.9045435	0.1395150	0.0000055	0.448
阿拉干	0~10	高斯模型	0.0000190	0.0005650	0.9663717	0.0530000	0.0000002	0.552
	10~20	高斯模型	0.0000340	0.0008300	0.9590361	0.0332000	0.0000005	0.386
	20~40	高斯模型	0.0001670	0.0004380	0.6187215	0.0589000	0.0000000	0.831
	40~60	高斯模型	0.0002050	0.0009020	0.7727273	0.1091000	0.0000001	0.785
	60~80	高斯模型	0.0000001	0.0004390	0.9997722	0.0277000	0.0000003	0.343
依干不及麻	0~10	高斯模型	0.0000001	0.0001760	0.9994318	0.0260000	0.0000000	0.921
	10~20	指数模型	0.0000200	0.0003930	0.9491094	0.0135000	0.0000000	0.780
	20~40	高斯模型	0.0000630	0.0004960	0.8729839	0.0866000	0.0000000	0.916
	40~60	指数模型	0.0000360	0.0005801	0.9379417	0.0376600	0.0000027	0.424
	60~80	高斯模型	0.0000023	0.0002036	0.9887033	0.3503700	0.0000000	0.823
考干	0~10	高斯模型	0.0000210	0.0012730	0.9835035	0.1103320	0.0000000	0.714
	10~20	指数模型	0.0003589	0.0012494	0.7127421	0.0406570	0.0000064	0.631
	20~40	高斯模型	0.0003060	0.0026186	0.8831437	0.1898470	0.0000027	0.252
	40~60	高斯模型	0.0013470	0.0021686	0.3788619	0.0284030	0.0000050	0.447
	60~80	高斯模型	0.0004140	0.0015429	0.7316741	0.0279510	0.0000033	0.447

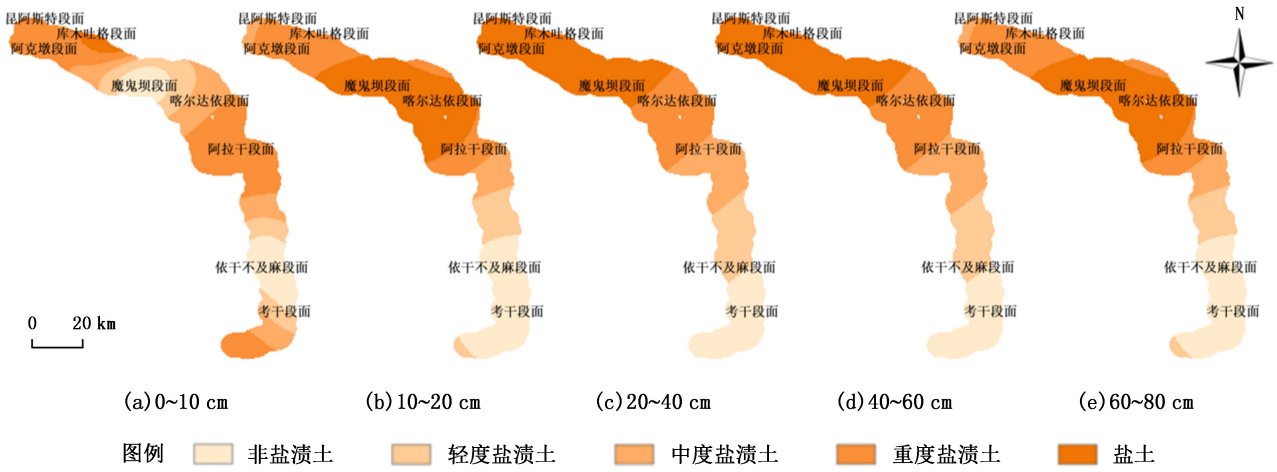


图 3　塔里木河下游河岸带胡杨林土壤盐渍化程度空间分布

Fig. 3　Spatial distribution of soil salinization degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

3.3 土壤干旱化等级分析

土壤干旱化程度通常用土壤含水量来反映,当土壤含水量低于 15%,即为干旱,12%~15%为轻度干旱,8%~12%为中度干旱,5%~8%为重度干旱,低于 5%为特大干旱[27]。塔河下游胡杨林土壤含水量具有显著差异性(图 4),魔鬼坝胡杨林土壤水分为 9.78%,属中度干旱,其余区域土壤含水量低于 8%,为重度干旱。阿克敦 0~60 cm 土层含水量显著低于 60~80 cm 土层含水量(P<0.05)。库木吐格 0~10 cm 表层为轻度干旱,显著高于其他区域表层水分(P<0.05),随着土层深度的增加,水分多积聚在土壤深层,表明土壤渗透效果好。魔鬼坝 0~20 cm 表层含水量较高,但随着土层深度增加,水分含量明显减少,40~60 cm 土层含水量显著高于其余土层(P<0.05)。喀尔达依胡杨林土壤含水量同样随土层深度增加而逐渐减少。总体而言,愈往塔河下游区域胡杨林表层及深层土壤水分含量普遍减少,属于重度干旱。

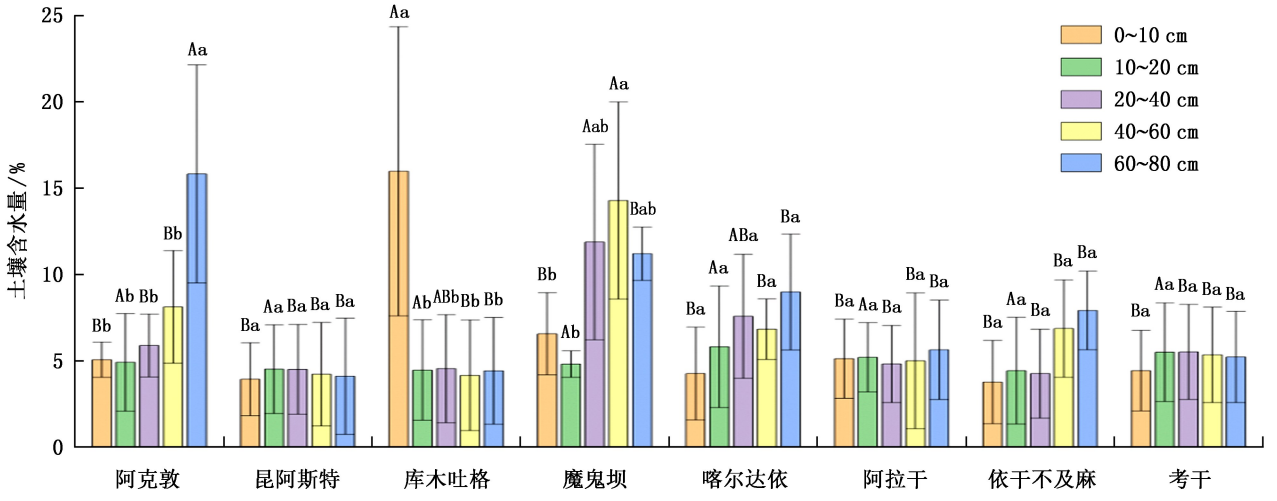


图 4　塔里木河下游河岸带胡杨林土壤干旱化程度

Fig. 4　Schematic diagram of soil aridification degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

3.4 土壤水分空间分异特征

塔河下游河岸带胡杨林土壤水分空间分异特征采用不同的理论模型来分析,其中以高斯模型和指数模型为主,以球状模型和线性模型为辅(表 2)。

表 2 塔里木河下游胡杨林土壤干旱化程度的半方差函数类型及其参数

Tab. 2 Types of semi-variance functions and their parameters of soil aridification degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

监测点	土层深度/cm	理论模型	块金值	基台值	块金系数	变程/m	残差(RSS)	决定系数(R^2)
阿克墩	0~10	高斯模型	0.1254000	0.5280000	0.7625000	0.4254000	0.0975000	0.658
	10~20	高斯模型	0.0080000	0.5200000	0.9846154	0.1645000	0.0164000	0.902
	20~40	高斯模型	0.0051000	0.0400000	0.8725000	0.2979000	0.0000172	0.921
	40~60	高斯模型	0.0045670	0.0380470	0.8799643	0.3168847	0.0019600	0.206
	60~80	线性模型	0.0678500	3.0719800	0.9779133	0.0362144	5.3800000	0.390
昆阿斯特	0~10	线性模型	0.0765700	0.2494420	0.6930349	0.0266144	0.8660000	0.097
	10~20	线性模型	0.0795580	0.3034680	0.7378373	0.0339737	0.0387000	0.292
	20~40	线性模型	0.0313940	0.8189940	0.9616676	0.0186750	0.7440000	0.296
	40~60	线性模型	0.0267750	0.8120480	0.9670278	0.0186908	2.5500000	0.029
	60~80	指数模型	0.0681330	0.4036410	0.8312040	0.0455700	0.2350000	0.008
库木吐格	0~10	球形模型	0.6011970	8.0451680	0.9252723	0.0807704	68.8000000	0.223
	10~20	高斯模型	0.0592450	0.3067740	0.8068774	0.0020785	2.3100000	0.165
	20~40	高斯模型	0.5211700	1.1275550	0.5377875	0.1084325	4.7400000	0.212
	40~60	线性模型	0.8580690	1.1906930	0.2793533	0.1142143	4.7100000	0.291
	60~80	线性模型	0.0794950	0.4242760	0.8126338	0.0574912	0.0627000	0.530
魔鬼坝	0~10	线性模型	0.1840300	0.5538430	0.6677217	0.0399089	0.2950000	0.146
	10~20	高斯模型	0.2267380	0.6543380	0.6534849	0.0303879	0.4820000	0.353
	20~40	高斯模型	0.0775250	0.3503690	0.7787333	0.0433997	0.1670000	0.111
	40~60	高斯模型	0.3700250	0.8358960	0.5573313	0.0418629	2.1200000	0.045
	60~80	高斯模型	1.7880200	4.2013180	0.5744145	0.0184516	61.0000000	0.259
喀尔达依	0~10	高斯模型	0.0118100	0.3311600	0.9643375	0.0754758	0.0157000	0.877
	10~20	球形模型	0.0269600	1.3790040	0.9804497	0.2251641	0.8770000	0.669
	20~40	高斯模型	0.3508750	3.5673960	0.9016439	0.1174677	11.9000000	0.526
	40~60	高斯模型	0.4547900	0.7831930	0.4193130	0.0284910	1.3600000	0.690
	60~80	高斯模型	0.0847000	0.6302290	0.8656044	0.1830381	0.2360000	0.279
阿拉干	0~10	高斯模型	0.0616250	0.1678740	0.6329092	0.0518284	0.0919000	0.014
	10~20	高斯模型	0.0028000	0.3066000	0.9908676	0.1680089	0.0023860	0.952
	20~40	线性模型	0.0238910	0.1167790	0.7954170	0.0968844	0.0047110	0.585
	40~60	高斯模型	0.0328690	0.1890350	0.8261221	0.1262982	0.0070370	0.795
	60~80	高斯模型	0.1285200	0.1560980	0.1766711	0.8859945	0.1050000	0.385
依干不及麻	0~10	高斯模型	0.1056720	0.2062680	0.4876956	0.1414449	0.0214000	0.566
	10~20	高斯模型	0.0139560	0.2351030	0.9406388	0.0936042	0.0495000	0.716
	20~40	高斯模型	0.0086290	0.1333550	0.9352930	0.0316914	0.0175000	0.629
	40~60	高斯模型	0.0641140	0.2086390	0.6927037	0.0708327	0.0197000	0.660
	60~80	高斯模型	0.0001000	0.1342000	0.9992548	0.0225167	0.0158000	0.483
考干	0~10	高斯模型	0.3430400	0.4590080	0.2526492	0.0636083	1.0400000	0.329
	10~20	高斯模型	0.1033600	0.2298560	0.5503272	0.0093523	0.0833000	0.394
	20~40	线性模型	0.0082000	0.1740860	0.9528968	0.0317040	0.1690000	0.023
	40~60	线性模型	0.1144000	0.1144000	0.0000000	0.0559192	0.1060000	0.001
	60~80	线性模型	0.0310500	0.3392730	0.9084808	0.0435643	0.2720000	0.001

从块金系数来看,塔河下游胡杨林多数土层土壤的水分块金系数>0.75,空间相关性较弱,主要受随机性因素的影响;库木吐格 20~60 cm 土层土壤,魔鬼坝 0~20 cm、40~80 cm 土层土壤的块金系数位于 0.25~0.75 范围,为中等程度空间相关性,表明主要受结构性因素和随机性因素的共同影响;阿拉干 60~80 cm 土层土壤块金系数为 0.18,空间相关性极强,说明主要受结构性因素的影响。从变程来看,塔河下游土壤水分的变程变化范围为 0.002 1~0.425 4 m,其中阿克墩、阿拉干的空间变异范围较大,其余区域的空间变异范围较小。从残差和决定系数来看,胡杨林多数土层水分的 R^2 值均较大,其模型预测的目标变量值与真实值差距较小,土壤水分的拟合效果较好,其中昆阿斯特、考干深层土壤的 R^2 值较小,土壤水分的拟合效果较差。

塔河下游胡杨林剖面土层水分空间分布异质性显著(图 5),呈“水平梯度变化明显、垂直区域差异突出”的特征。从水平格局看,剖面土层干旱程度由东北向西南方向递增,东北端的阿克墩、昆阿斯特地区干旱程度较轻,多为无干旱或轻度干旱。西南端的考干、依干不及麻地区则以特大干旱和重度干旱为主,成为全区域干旱化最严重区域。垂直方向上,不同区域的干旱程度随土壤深度变化呈 3 种典型趋势:东北端的阿克墩、昆阿斯特地区随土层深度增加干旱程度逐渐减弱,40~80 cm 深层土壤多为无干旱;中段库木吐格至阿拉干地区则相反,干旱化程度随土壤深度增加而加重,20~40 cm 土层出现重度干旱,60~80 cm 土层转为特大干旱;西南端依干不及麻至考干地区各土层干旱程度无显著差异,均保持在重度及以上水平。此外,随着土壤深度增加,无干旱及轻度干旱区域呈现出由中段库木吐格、魔鬼坝地区向北端阿克墩、昆阿斯特地区转移的趋势,说明深层土壤的水分保留能力在北端区域更为突出。

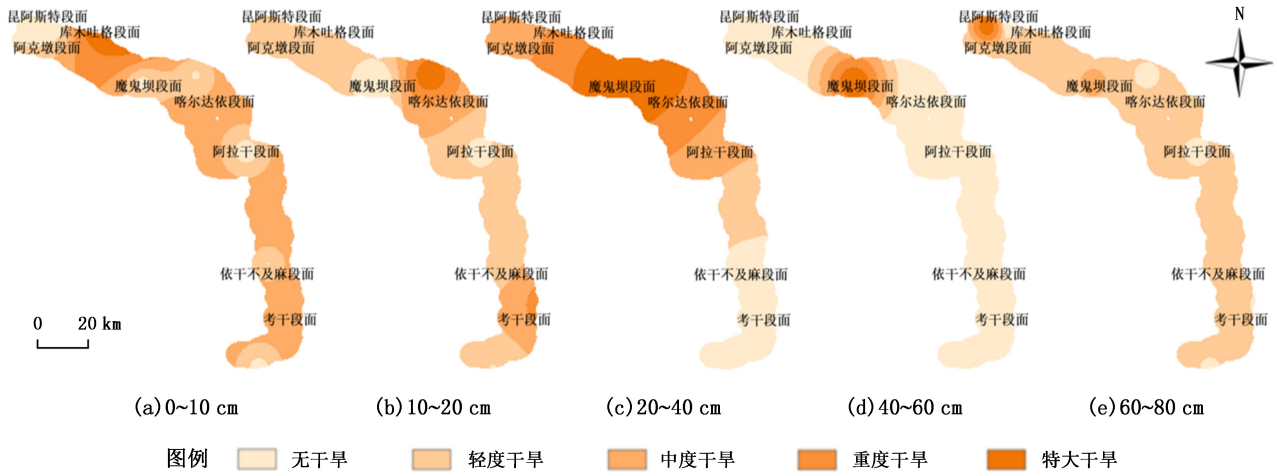


图 5　塔里木河下游河岸带胡杨林土壤干旱化程度空间分布

Fig. 5　Spatial distribution of soil aridification degree in the *Populus euphratica* riparian forest along the lower Tarim River

4　讨　论

4.1　土壤水分空间异质性

应用地统计学方法和 GIS 技术,分析塔河下游河岸带胡杨林土壤含水量、盐分空间分异规律。研究发现,塔河下游河岸带胡杨林土壤 0~80 cm 深度水分呈明显的空间异质性,库木吐格胡杨林表层(0~10 cm)土壤为轻度干旱,随着土层深度的增加,水分更多地积聚在深层土壤中,表明该区域土壤渗透性能较好,深层水分保持能力较强,这与魔鬼坝形成了鲜明对比。魔鬼坝 0~20 cm 表层土壤水分明显集聚,随着土层深度的增加,水分含量显著减少,只有 40~60 cm 土层的含水量显著高于其他土层($P<0.05$),表明该区域土壤水分渗透能力较弱,深层水分储存有限。愈往塔河下游区域胡杨林表层及深层土壤水分含量下降愈显著[28],属于重度干旱。这可能是因为塔河下游区域水源补给不足,降水量少[29],加之地下水位降低,导致土壤中的水分供给不足,也有可能是因为长期盐渍化问题加剧了土壤透水性的减弱和水分蒸发速率的提升,致使深层土壤水分难以积聚[16]。塔河下游起始端大西海子水库在每年的 3—8 月进行截流蓄水,9 月开闸向塔河下游输水。研究发现,在蓄水期间,塔河下游地表水分含量

明显下降,土壤干旱化程度加剧[30]。尽管近年来塔河流域夏季降水量有所增加,但随着气温升高和蒸发增强,该流域增湿效应受阻[31-32]。塔河下游区域的生产生活主要依赖地下水,导致地下水过度抽取以及地表水供给不稳定,进一步加剧了不同深度土壤干旱化程度[33]。此外,不同区域的土壤组成和结构对水分的保持能力也存在显著差异,这种差异性进一步强化了水分在土壤中的空间异质性[34]。塔河下游土壤水分含量降低和干旱程度加剧,表明该区域生态系统的脆弱性,亟需加强水资源管理,实施土壤改良措施,以维持生态平衡和胡杨林的可持续发展。

4.2 土壤盐分空间异质性

研究发现,塔河下游河岸带胡杨林土壤盐分具有显著的空间异质性,阿克敦至阿拉干土壤 0~80 cm 土层深度范围内的盐分含量较高,而依干不及麻和考干区域相同深度的土壤盐分含量则相对较低。各土层盐分含量的块金系数均超过 75%,表明塔河下游河岸带胡杨林盐渍化土壤盐分空间异质性主要受随机性因素影响。塔河下游 0~50 cm 土层深度土壤的盐分含量与地下水位深紧密相关,地表盐分含量随地下水位上升而下降,这与周洪华等研究成果一致[33]。大西海子水库 8 月底蓄水量达到峰值时,水库周边区域地下水位升至最高点,进而对地表土壤盐分的分布产生影响[30]。这种水文状况的变化进一步加剧了不同区域土壤盐分含量的空间异质性。塔河下游河岸带胡杨林土壤盐分小于 5 g/kg,为非盐渍化和轻度盐渍化水平,然而,不同区域存在盐分的积聚差异[35-36]。阿克墩胡杨林盐分在 60~80 cm 土层深度处积累,表明该深层土壤可能通过毛细作用或渗透作用积累了较多的盐分[37]。库木吐格胡杨林的盐分则主要集聚于 0~10 cm 表层土壤,可能是由于表层土壤的蒸发作用较强,导致盐分随水分上升并在表层沉积[38-39]。愈往塔河下游土壤中的盐分含量随着土层深度的增加而增加,在 40~60 cm 土层深度处达到最大值,这可能与该区域的水文条件有关,例如,地下水位的变化或表层水分补给不足,导致盐分在较深的土层中逐渐累积[29]。表明针对塔河下游河岸带胡杨林的土壤盐分积聚问题可能需要采取针对性的水土管理措施。

5 结 论

1)塔河下游胡杨林土壤整体以轻度盐渍化为主,空间相关性较弱,主要受随机因素影响。河岸带胡杨林土壤盐分存在显著差异,库木吐格胡杨林盐分主要集聚于 0~10 cm 表层土壤,魔鬼坝胡杨林盐分在 40~60 cm 土层处积聚,随土层深度增加,阿克墩至阿拉干呈含盐量增加趋势。

2)整体上塔河下游胡杨林土层含水量低于 15%,表现出土壤干旱化特征。库木吐格和魔鬼坝土壤干旱化程度较高,库木吐格 0~10 cm 土层为轻度干旱,随土层深度增加,水分更多地积聚在深层土壤中;魔鬼坝 0~20 cm 土层土壤水分明显集聚,随土层深度的增加,水分含量显著减少。

参考文献:

[1] 李保国. 新时代下盐碱地改良与利用的科学之路[J]. 中国农业综合开发,2022(1):8-9.

[2] IVUSHKIN K,BARTHOLOMEUS H,BREGT A K,et al. Global mapping of soil salinity change[J]. Remote Sensing of Environment,2019,231:111260.

[3] 田长彦,买文选,赵振勇. 新疆干旱区盐碱地生态治理关键技术研究[J]. 生态学报,2016,36(22):7064-7068.

[4] 贡璐,韩丽,任曼丽,等. 塔里木河上游典型绿洲土壤水盐空间分异特征[J]. 水土保持学报,2012,26(4):251-255,278.

[5] 李江,魏光辉,郑刚,等. 塔里木河流域综合治理主要成效及关键对策分析[J]. 人民黄河,2024,46(5):111-116.

[6] 卫雨西,陈丽娟,席海洋,等. 石羊河流域土壤水分和电导率的空间分布特征[J]. 中国沙漠,2023,43(3):264-273.

[7] 韩路. 塔里木河上游荒漠河岸林植物群落动态与优势种群生态特征研究[D]. 北京:中国农业大学,2014.

[8] 王恒方. 艾比湖流域植物多样性与生态系统功能研究[D]. 乌鲁木齐:新疆大学,2020.

[9] FAN Y T,CHEN Y,LIU Y B,et al. Variation of baseflows in the headstreams of the Tarim River Basin during 1960-2007[J]. Journal of Hydrology,2013,487:98-108.

[10] DING J L,YU D L. Monitoring and evaluating spatial variability of soil salinity in dry and wet seasons in the Werigan-Kuqa Oasis,China,using remote sensing and electromagnetic induction instruments[J]. Geoderma,2014,235-236:316-322.

[11] 丁邦新,刘雪艳,白云岗,等. 塔河下游典型绿洲灌区土壤盐分空间变异特征[J]. 新疆农业科学,2020,57(2):264-273.

[12] 韩路,王海珍,王家强,等. 塔里木河上游荒漠河岸林土壤水盐空间变化与生态影响[J]. 中南林业科技大学学报,2016,36(9):82-88.

[13] 王世明,范敬龙,赵英,等. 咸水灌溉条件下塔里木河

下游沙漠土壤水盐运移数值模拟[J]. 干旱区地理,2021,44(4):1104-1113.

[14] WEI Y,SHI Z,BISWAS A,et al. Updated information on soil salinity in a typical oasis agroecosystem and desert-oasis ecotone:Case study conducted along the Tarim River,China[J]. Science of The Total Environment,2020,716:135387.

[15] 李林. 塔里木河流域地表水和地下水的转化关系[J]. 水土保持通报,2021,41(6):23-28.

[16] HUANG T M,PANG Z H. Changes in groundwater induced by water diversion in the Lower Tarim River,Xinjiang Uygur,NW China:Evidence from environmental isotopes and water chemistry[J]. Journal of Hydrology,2010,387(3-4):188-201.

[17] FU L X,CHEN Y N,LI W H,et al. Relation between climate change and runoff volume in the headwatersof the Tarim River during the last 50 years[J]. Journal of Desert Research,2010,30(1):204-209.

[18] 艾力克木·司拉音,安外尔·艾则孜,塔吉古丽·喀斯木,等. 基于环境质量指数的塔里木河下游生态输水效益评估[J]. 干旱区地理,2025,48(1): 31-42.

[19] 王斌. 塔里木盆地主要荒漠植物群落多样性特征与生态因子关系研究[D]. 阿拉尔:塔里木大学,2023.

[20] 史军辉,刘茂秀,王新英,等. 塔里木河胡杨林生长过程土壤层碳氮磷化学计量变化特征及与其叶含量的相关性[J]. 新疆农业科学,2019,56(10):1879-1887.

[21] 黄利燕. 基于 ArcGIS 不同空间插值方法的降雨量预测效果对比[J]. 北京测绘,2019,33(7):759-762.

[22] 方丽章,李艳红,李发东,等. 艾比湖湿地土壤水分—盐分—养分空间异质性分析[J]. 农业环境科学学报,2019,38(1):157-167.

[23] 李雨涵,陈浩,冯娜,等. 喀斯特马尾松林下路径区域的土壤特性差异与水分空间变异性[J]. 水土保持学报,2024,38(4):300-311.

[24] 陈东平,张金鹏,聂合飞,等. 粤北山区连州市土壤硒含量分布特征及影响因素研究[J]. 环境科学学报,2021,41(7):2838-2848.

[25] 卢磊,乔木,周生斌,等. 新疆渭干河流域土壤盐渍化及其驱动力分析[J]. 农业现代化研究,2011,32(3):357-361.

[26] 张龙,张娜. 新疆灌区土壤盐渍化及改良治理对策初探[J]. 南水北调与水利科技,2010,8(S1):110-112,122.

[27] 赵悦霖. 极端干旱胁迫对不同退化程度内蒙古典型草原土壤呼吸的影响[D]. 杨凌:西北农林科技大学,2022.

[28] 金彦龙. 绿洲荒漠过渡带不同植被类型区的土壤理化性质剖面分布特征[D]. 阿拉尔:塔里木大学,2022.

[29] HONGHUA Z,WEIHONG L. Effect of Water resource on soil salinization of oasis in the lower reaches of Tarim River,China[J]. Procedia Environmental Sciences,2011,11:925-933.

[30] 叶朝霞,陈亚宁,李卫红. 基于生态水文过程的塔里木河下游植被生态需水量研究[J]. 地理学报,2007(5):451-461.

[31] 张鑫,楼俊伟,杜欣恒,等. 塔里木河流域夏季降水变化特征及其与海温的关系[J]. 山地气象学报,2024,48(6):45-50.

[32] 李红军,李淑娟,陈静,等. 20 世纪上半叶塔里木河流域夏季干湿的演变特征[J]. 沙漠与绿洲气象,2022,16(4):40-48.

[33] 周洪华,陈亚宁,李卫红. 新疆铁干里克绿洲水文过程对土壤盐渍化的影响[J]. 地理学报,2008(7):714-724.

[34] 陈鹏. 两种草坪草根系构型和解剖结构对水分胁迫的响应研究[D]. 哈尔滨:东北林业大学,2019.

[35] HU Z Y,MIAO Q F,SHI H B,et al. Spatial variations and distribution patterns of soil salinity at the canal scale in the Hetao Irrigation District[J]. Water,2023,15(19):3342.

[36] LIU S,HUANG Q Z,REN D Y,et al. Soil evaporation and its impact on salt accumulation in different landscapes under freeze-thaw conditions in an arid seasonal frozen region[J]. Vadose Zone Journal,2021,20(2):e20098.

[37] LIU G M,YANG J S,HE L D,et al. Salt dynamics in soil profiles during long-term evaporation under different groundwater conditions[J]. Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology,2013,147(4):1211-1218.

[38] LIU B,ZHAO W Z,WEN Z J,et al. Mechanisms and feedbacks for evapotranspiration-induced salt accumulation and precipitation in an arid wetland of China[J]. Journal of Hydrology,2019,568:403-415.

[39] SALAMA R B,OTTO C J,FITZPATRICK R W. Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization[J]. Hydrogeology Journal,1999,7:46-64.

责任编辑:董磊
校　　对:许易琦,董磊