

基于 HYDRUS-2D 盐荒地干排盐作用模拟研究

郭珈玮², 周慧¹, 史海滨^{3*}, 李红芳¹

(1.中国水利水电科学研究院 内蒙古阴山北麓草原生态水文国家野外科学观测研究站, 呼和浩特 010018; 2.内蒙古农业大学 农学院, 呼和浩特 010019; 3.内蒙古农业大学 水利与土木建筑工程学院, 呼和浩特 010018)

摘要: 【目的】探究河套灌区典型区域在干排作用下的排盐量及耕地盐分向荒地运移所需的容泄区。【方法】于2017—2018年开展田间定位监测试验, 建立二维饱和-非饱和土壤水盐迁移模型, 利用 HYDRUS-2D 模型研究向日葵农田灌溉制度下的土壤盐分向荒地的迁移量及迁移范围。【结果】耕地与所需承载盐分的容泄区面积之比介于1.48~1.53, 耕地全年向荒地的排盐量1.98~2.06 t。【结论】耕地盐分向荒地运移所需的容泄区范围取决于耕地面积及其占整个区域面积的比例, 研究结果可为调节区域水盐平衡和盐荒地土壤改良提供科学依据。

关键词: 灌溉; 盐荒地; 排盐量; 数值模拟; HYDRUS-2D 模型

中图分类号: S153.6

文献标志码: A

doi: 10.13522/j.cnki.ggps.2023186

郭珈玮, 周慧, 史海滨, 等. 基于 HYDRUS-2D 盐荒地干排盐作用模拟研究[J]. 灌溉排水学报, 2023, 42(Supp.1): 206-212.

GUO Jiawei, ZHOU Hui, SHI Haibin, et al. Analysis of Dry Discharge Effect of Salt Wasteland Based on HYDRUS-2D[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2023, 42(Supp.1): 206-212.

0 引言

内蒙古河套灌区地处我国北方干旱地区, 是我国典型的盐渍化灌区^[1], 盐渍土易出现压实困难、透水性和透气性差、保水性和养分保持能力低等问题, 严重限制作物生产力^[2-3]。为降低盐分对灌区作物生产及环境安全的威胁, 通常基于大量灌溉水淋洗后利用排水沟将盐分排出区域。这种传统的土壤盐分控制方法存在清淤不及时、污染下游引水灌区的风险。随着当地节水措施的实施, 原有的水盐平衡被打破^[4], 传统的排盐技术受到限制, 每年超过170万t盐分滞留在灌区^[5]。基于盐分内部消耗原则实现干排对灌区盐分进行调控极为必要。

研究表明, 干排盐量为人工排盐量的7.7倍^[6], 相比农业排水具有更好的排盐能力, 被认为是一种有效的排盐方法^[7-8]。实施干排技术需注意干排地点的选取^[9], 较浅的地下水位和较强的蒸发能力是实施干排技术的必要条件^[6,10-12]。河套灌区约有48.7%插花

分布的非耕地可用于排盐, 多年平均蒸发量达2200 mm, 为降水量的10倍以上^[13], 地下水平均埋深较浅。因此, 灌区具备实现干排盐的条件。

本研究选取灌区向日葵耕地作为典型区, 采用定点长期连续观测的手段, 进行了连续2a的土壤定位观测, 并利用 HYDRUS-2D 模型对该盐荒地水盐运移进行模拟, 量化在播前、生育期以及秋浇灌水作用下耕地盐分向荒地的排出量及范围, 研究河套灌区干排盐作用, 以期为灌区盐分调控提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

试验于2017—2018年在河套灌区杭锦后旗南小召开展, 选择相对独立且相邻分布的荒地和耕地, 荒地面积6.74 hm², 耕地面积2.83 hm², 种植作物为向日葵, 灌溉方式为畦灌。试验期为每年的4—12月, 试验区属温带大陆性气候, 年平均降水量为151.2 mm, 年平均蒸发量为2306.5 mm。试验区土壤盐渍化程度较高, 耕地0~100 cm土层的土壤平均电导率为1.13 dS/m, 土壤质地属于粉壤土, 土壤体积质量为1.53 g/cm³。

1.2 试验布置

研究区设置4组自动监测仪和2组地下水位监测孔, 呈直线分布, 孔深4 m, 灌溉地内布设1组地下

收稿日期: 2023-04-26 修回日期: 2023-04-26

基金项目: 基于 Copula 函数沿黄盐碱荒地水-盐-无机碳耦合机制研究(2022QN04003); 不同热解温度生物炭对沿黄盐碱人工草地改良效果研究(MK2023J03)

作者简介: 郭珈玮(1993-), 女, 博士研究生, 主要从事作物生理学与种子学研究。E-mail: 1812780795@qq.com

通信作者: 史海滨(1961-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事节水灌溉理论与新技术研究。E-mail: shi_haibin@sohu.com

©《灌溉排水学报》编辑部, 开放获取 CC BY-NC-ND 协议

水观测孔, w5、w30、w55、w80、w100 布设于荒地内。荒地 3 个方向均不受灌水影响, 耕地与荒地之间由 1 m 宽度的小路隔开, 秋浇量较大的灌水不会流入荒地, 灌溉仅在耕地内进行。

1.3 试验方法与数据来源

选定耕地、荒地区域的土壤水、盐指标进行定期观测。土壤取样深度为 1 m, 于距离耕地 5、30、55 m 处 25、45、65、85 cm 深度处理设 ECH20 及 CTD-10 仪器, 每隔 1 d 自动监测土壤含水率、电导率和地下水位、地下水电导率。在距耕地 80、100 m 处安置水位观测孔, 每隔 10 d 监测一次地下水位、电导率, 并于灌水前 3 d 和灌水后 10 d 在观测孔附近取 0~100 cm 土样, 测定土壤含水率及电导率。土壤含水率采用烘干法测定, 使用电导率仪 (DDS-307; 土水比为 1:5) 测定土壤电导率。

图 1 为 2018 年研究区地下水位变化情况, 4—12 月各监测点的最大地下水位埋深在 1.13~1.32 m 之间; 最小地下水位埋深在 0.45~0.74 m 之间; 年内水位变幅为 0.49~1.32 m; 平均水位埋深为 0.87~0.92 m。如图 2 所示, 各监测点位最大地下水电导率在 12.82~14.68 dS/m 之间; 最小地下水电导率在 6.74~12.34 dS/m 之间; 年内地下水电导率变幅为 2.24~6.08 dS/m; 平均地下水电导率介于 9.49~13.33 dS/m, 灌区共灌水 3 次, 灌水情况见表 1。

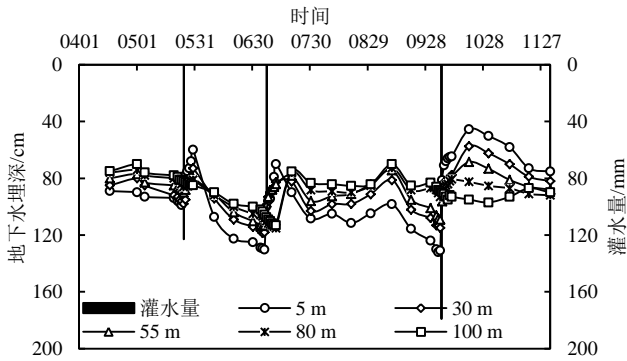


图 1 地下水埋深动态变化曲线

Fig.1 Dynamic variation curve of groundwater depth

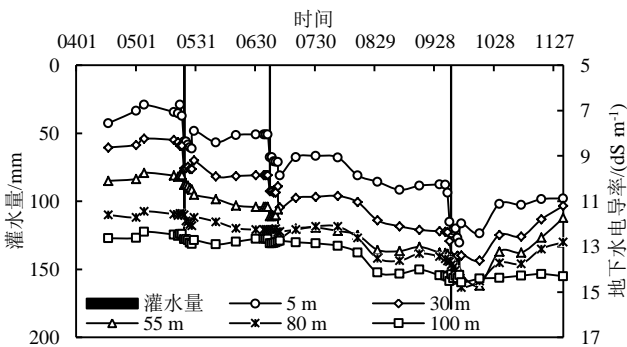


图 2 地下水电导率动态变化曲线

Fig.2 Dynamic variation curve of groundwater conductivity

表 1 2017、2018 年灌水时间和灌水量

Table 1 2017 and 2018 irrigation time and quantity tables				
灌溉制度	2017 年		2018 年	
	时间	灌水量/mm	时间	灌水量/mm
一水	5 月 23 日	131	5 月 25 日	123
二水	7 月 6 日	95	7 月 7 日	92
秋浇	10 月 8 日	182	10 月 6 日	179

1.4 数值计算与分析方法

1.4.1 土壤全盐量计算

在地下水监测孔附近的土壤剖面测定土壤盐分量, 计算式为^[14]:

$$K=6.9EC-0.2, \quad (1)$$

式中: K 为土壤全盐量 (g/kg); EC 为土壤电导率 (dS/m)。

1.4.2 土壤储水 (盐) 量

单位面积土壤储水(盐)量计算式为:

$$T=10H\gamma Q, \quad (2)$$

式中: T 表示单位面积 H cm 土层内的土壤储水(盐)量 (g); H 表示土体厚度 (cm); γ 为土壤干体积质量 (g/cm³); Q 代表 H cm 土层内的质量含水(盐)量 (g/kg)。

1.5 模型的建立

1.5.1 基本方程

1) 土壤水分运动方程

土壤水分二维饱和-非饱和水流控制性方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}, \quad (3)$$

式中: θ 为土壤体积含水率 (cm³/cm³); x 为耕荒地横向坐标 (cm); z 为垂向坐标 (cm), 零点取在地面, 地面以下为正; t 为时间 (d); $K(\theta)$ 为非饱和土壤导水率 (cm/d)。

2) 土壤水力特征方程

土壤水力特征方程采用 van Genuchten 模型进行描述, 详见文献[15]。

3) 土壤盐分运移方程

以土壤水的电导率为主要指标, 根据多孔介质溶质运移理论建立土壤二维饱和-非饱和溶质运移数学模型如下:

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\theta D_{xx} \frac{\partial c}{\partial x} + \theta D_{xz} \frac{\partial c}{\partial z} - q_x c \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D_{zx} \frac{\partial c}{\partial x} + \theta D_{zz} \frac{\partial c}{\partial z} - q_z c \right], \quad (4)$$

式中: c 为土壤盐分浓度 (g/cm³); D_{xx} 、 D_{xz} 、 D_{zx} 、 D_{zz} 为水动力弥散系数 (cm²/d); q_x 、 q_z 为沿 x 和 z 方向上的土壤水入渗率 (cm/d)。

1.5.2 定解条件的确定

1) 二维土壤水流的初始条件和边界条件

$$\text{初始条件: } \theta(x, z, t)|_{t=0} = \theta_0(x, z), \quad (5)$$

$$\text{边界条件: } \left\{ \begin{array}{l} -k(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right)\Big|_{z=0} = q_0(x, t) \\ h(x, z, t)\Big|_{z=Z} = h_b(x, t) \\ -k(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)\Big|_{x=0} = q_0(0, x, t) \\ -k(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)\Big|_{x=l} = q_0(l, x, t) \end{array} \right. \quad (6)$$

式中: c_0 为已知初始盐分浓度 (g/cm^3); q 为边界处流量 (cm/d); L 、 Z 为土壤横、纵剖面长度 (cm); 地下水浓度边界采用实测的潜水矿化度。

1.5.3 模型构建

1) 时间离散

模拟时间为 2018 年 4 月 1 日—12 月 1 日, 共 245 d。根据收敛的迭代次数调整时间步长, 采用变时间步长剖分方式, 选取的初始时间步长为 0.1 d, 最小时间步长为 0.001 d, 最大时间步长为 5 d。

2) 空间离散

模拟深度为地表以下 200 cm, 采用矩形网格剖分, 剖面土壤为粉壤土、粉土。按照变间距剖分为 61 个单元层, 水平方向取剖面长度为 200, 等间隔剖分为 201 层, 每层厚 1 m。

1.5.4 模型参数的率定与检验

1) 模型参数的率定

试验区土壤为粉壤土, 结合 HYDRUS 模型中的 Rosseta 模块, 得到模型初始土壤水力参数。利用试估-校正法进行模型土壤特征参数的率定, 采用人工

式: z 为土壤水盐模拟深度 (cm); $q_0(x, t)$ 为上边界处的水分通量 (cm/d); h_b 为下边界处的负压值 (cm)。

在模拟中, 将实测的降水量、蒸发量数据输入到模型中进行模拟计算。模型下边界根据实测地下水埋深来确定。

2) 二维土壤盐分的初始条件和边界条件

$$\text{初始条件: } c(x, z, t)|_{t=0} = c_0(x, z)$$

$$0 \leq x \leq L, \quad 0 \leq z \leq Z, \quad (7)$$

边界条件:

$$\left\{ \begin{array}{l} -\theta \left[D_{xz} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{zz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] + qc = qc_1(x, z, t) \quad 0 \leq x \leq L; \quad z=Z; \quad t > 0 \\ -\theta \left[D_{zx} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{zz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] + qc = 0 \quad 0 \leq x \leq L; \quad z=0; \quad t > 0 \\ -\theta \left[D_{xz} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{xz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] + qc = 0 \quad x=0 \text{ 或 } x=l; \quad 0 \leq z \leq Z; \quad t > 0 \end{array} \right. \quad (8)$$

粗调和最优化方法对参数进行精调, 从而确定参数值的最优解。采用 2018 年 4—12 月的土壤含水率和电导率实测值和模拟值进行两配对样本 T 检验 (图 3 和图 4), 样本数量为 148。含水率和盐分的差值样本标准差分别为 0.466 和 0.725, T 检验概率 P 分别为 0.062 和 0.559, 相关系数分别为 0.913 和 0.823, 说明参数较为可靠。模型校正后的土壤水力参数见表 2。

2) 模型参数检验

基于试验区 2017 年 4 月 20 日—9 月 30 日的土壤含水率和电导率的实测值和模拟值, 使用平均绝对误差 (MAE), 均方根误差 ($RMSE$)、偏差百分比 ($PBIAS$) 和纳什效率系数 (NSE) 评价模型的合理性。

由图 5 可以看出, 土壤含水率模拟值与实测值的拟合效果较好, MSA 、 $RMSE$ 、 $PBIAS$ 、 NSE 和 R^2 分别为 0.02、0.03、1.23、0.72 和 0.81。土壤盐分的模拟精度略差, MSA 、 $RMSE$ 、 $PBIAS$ 、 NSE 和 R^2 分别为 0.74、0.92、7.44、0.62、0.72。模拟结果与实测数据的一致性良好, 说明采用 HYDRUS-2D 模型模拟盐荒地土壤水盐运移过程是可靠的。

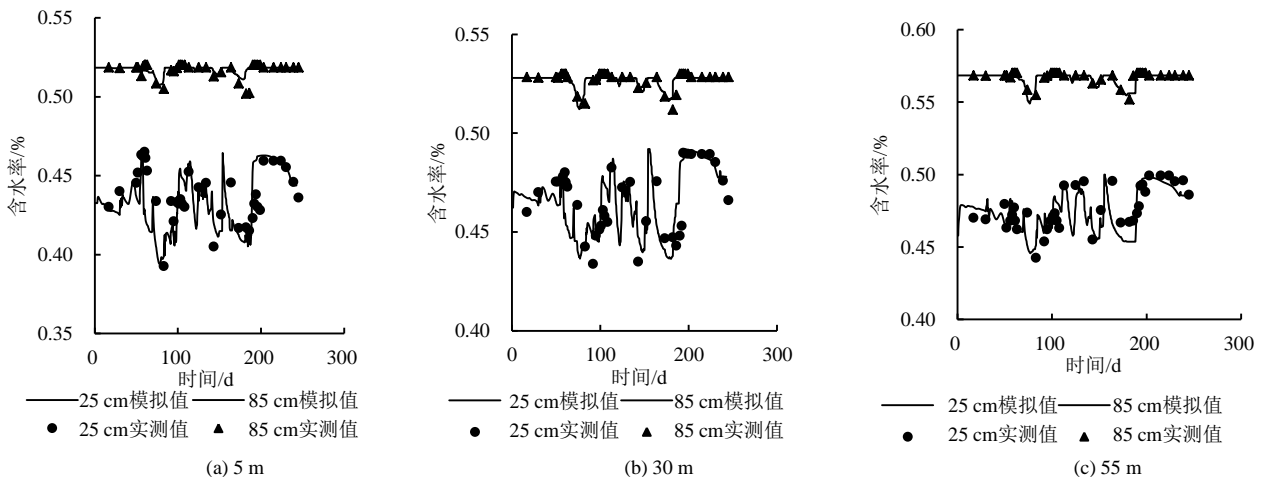


图 3 距耕地 5、30、55 m 处的土壤含水率模拟值与实测值对比

Fig.3 Comparison between simulated and measured soil moisture content values 5, 30, and 55 meters away from cultivated land

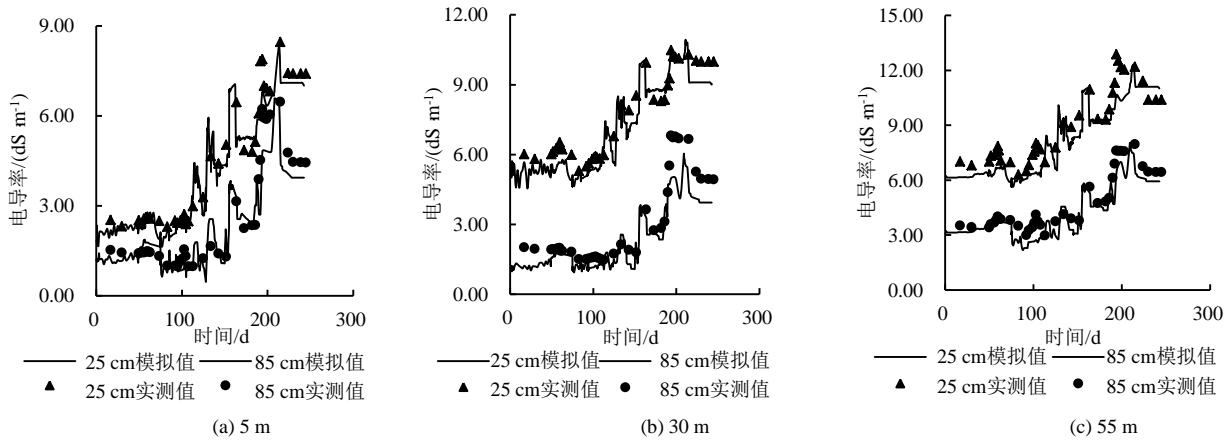


图 4 距耕地 5、30、55 m 处的土壤电导率模拟值与实测值对比

Fig.4 Comparison of simulated and measured soil conductivity values 5, 30, and 55 meters away from cultivated land

表 2 校正后的土壤水力参数

Table 2 Corrected soil hydraulic parameters

土层/cm	水平距离/m	θ_r	θ_s	a	n	$K/(\text{cm}\cdot\text{d}^{-1})$	土壤类型
0~20	5	0.15	0.46	0.007 2	1.81	20.89	粉壤土
20~40		0.20	0.46	0.008 7	1.83	27.02	粉壤土
40~60		0.23	0.49	0.007 3	1.79	28.12	粉壤土
60~80		0.23	0.49	0.008 2	1.65	31.1	沙壤土
80~100		0.3	0.52	0.008 3	1.72	22.23	粉壤土
0~20	30	0.18	0.47	0.010 0	1.72	21.22	粉壤土
20~40		0.20	0.49	0.008 7	1.64	20.18	粉壤土
40~60		0.23	0.50	0.007 8	1.68	22.56	粉壤土
60~80		0.22	0.51	0.007 8	1.79	27.62	粉壤土
80~100		0.28	0.53	0.009 5	1.80	26.30	粉壤土
0~20	55~100	0.20	0.48	0.010 0	1.78	29.38	沙壤土
20~40		0.21	0.50	0.009 0	1.39	20.87	粉壤土
40~60		0.23	0.53	0.008 3	1.78	29.18	粉壤土
60~80		0.23	0.54	0.007 4	1.79	28.22	粉壤土
80~100		0.30	0.57	0.009 8	1.82	23.11	粉壤土

2 结果与分析

2.1 不同灌水量对盐荒地储水量的影响

由图 6 和图 7 可知, 盐荒地 0~1 m 土层内的土壤蓄水量与灌溉量呈正比。土壤蓄水量随灌水后时间的推移呈开口向下的抛物线变化趋势, 土壤蓄水量在灌水后 5 d 达到峰值, 随后逐渐下降。以 2018 年灌水后第 5 d 为例, 播前灌水对距耕地 5、30、55 m 处的荒地 0~1 m 土层内的土壤含水率存在较大影响, 土壤蓄水量分别增加了 2.44%、1.83%、1.02%。生育期灌水使距耕地 5、30、55、80、100 m 处 0~1 m 土层的土壤蓄水量分别增加了 3.49%、3.22%、2.75%、1.65% 和 -1.54%。秋浇灌水使距耕地 5、30、55、80、100 m 处 0~1 m 土层的土壤蓄水量分别增加了 7.04%、4.99%、4.37%、2.39% 和 0.91%。

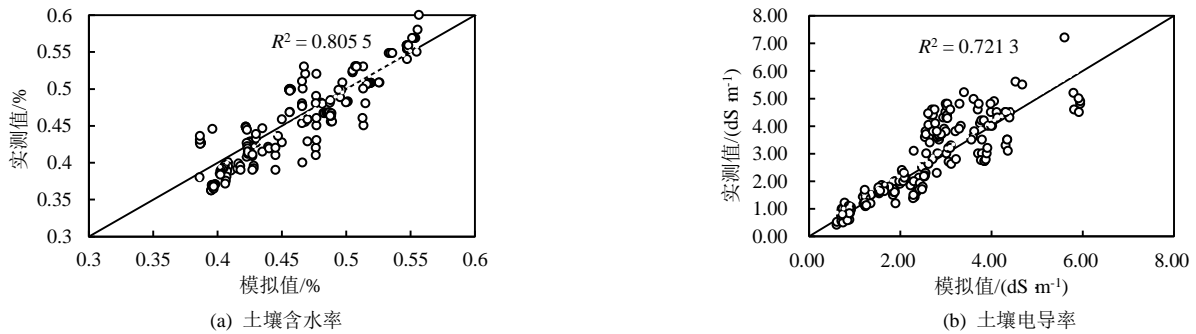


图 5 2017 年土壤水分和盐分的模拟值和实测值比较

Fig.5 Comparison between simulated and measured values of soil moisture and salinity in 2017

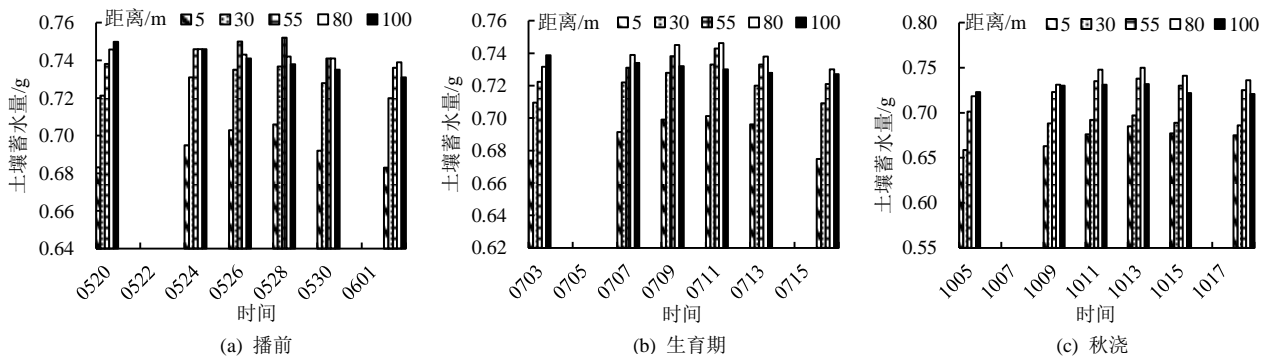


图 6 2017 年土壤蓄水量随时间的变化规律

Fig.6 Changes in soil water storage over time in 2017

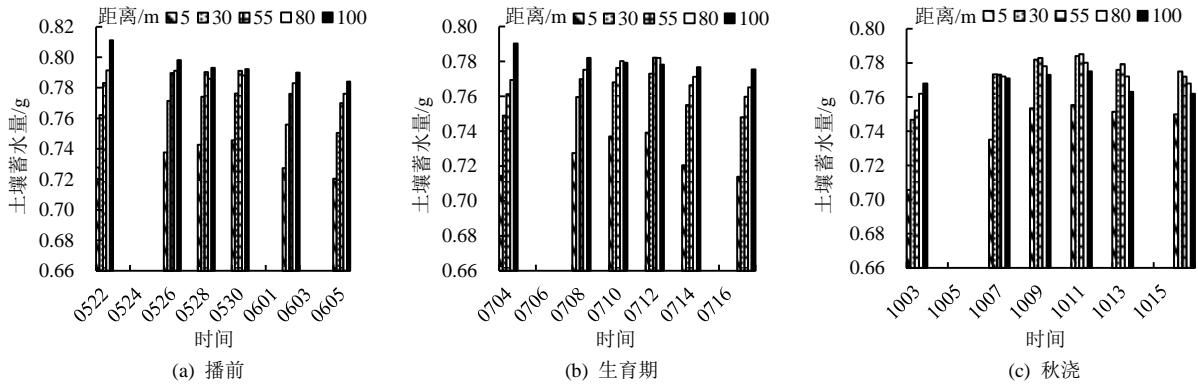


图 7 2018 年土壤蓄水量随时间的变化规律

Fig.7 Changes in soil water storage over time in 2018

2.2 不同灌水量对盐荒地土壤含盐量的影响

对盐荒地土壤盐分增长量分别与地下水埋深减少量和地下水电导率增加量进行线性拟合 (图 8),

各回归方程决定系数分别为 0.863、0.863 5, 土壤蓄盐量与地下水埋深减少量、矿化度增加量呈正相关。

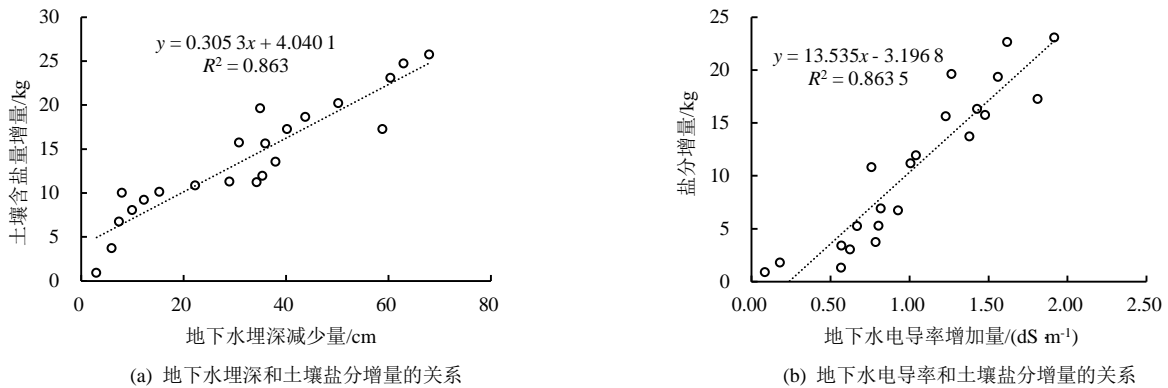


图 8 地下水埋深、电导率变化和土壤盐分增量的关系

Fig.8 The relationship between groundwater depth, conductivity changes, and soil salinity increment

2.3 不同灌水量对盐荒地含盐量的影响

以 2018 年为例 (图 9 和图 10), 灌水导致荒地土壤蓄盐率增大。与灌溉前相比, 春灌导致距耕地 5、30、55、80、100 m 处的荒地土壤蓄盐量分别增加了 38.29%、25.75%、11.22%、3.71%和 0.78%。生育期灌水使距耕地 5、30、55、80、100 m 处的荒地 0~1 m 土层的土壤蓄盐量分别增加了 35.28%、23.26%、8.78%、1.22%和 0.33%。秋浇使距耕地 5、30、55、80 m 和 100 m 处荒地 0~1 m 土层的土壤含盐量分别增加 57.14%、32.51%、23.95%、10.53%和 2.19%。

上述结果表明, 耕地灌水会导致荒地盐分量增加, 且土壤盐分增加幅度随着灌水量的增加而增加。

从图 11 (a) 可知, 距耕地 5、30、55、80 m 处的荒地 0~1 m 土层盐分增加量分别达到 0.31、0.29、0.17、0.10 kg, 表明距耕地距离越远, 盐分增加率越小。对荒地土壤盐分增长率与耕地之间的距离进行线性拟合 (图 11 (b)), 不同土层的荒地盐分增加率与耕地之间的距离均呈负相关。这是由于随着耕荒地之间的距离增加, 二者之间的水力梯度逐渐减小, 进而使得地下水侧向排泄逐渐减缓, 导致盐分增加率降低。

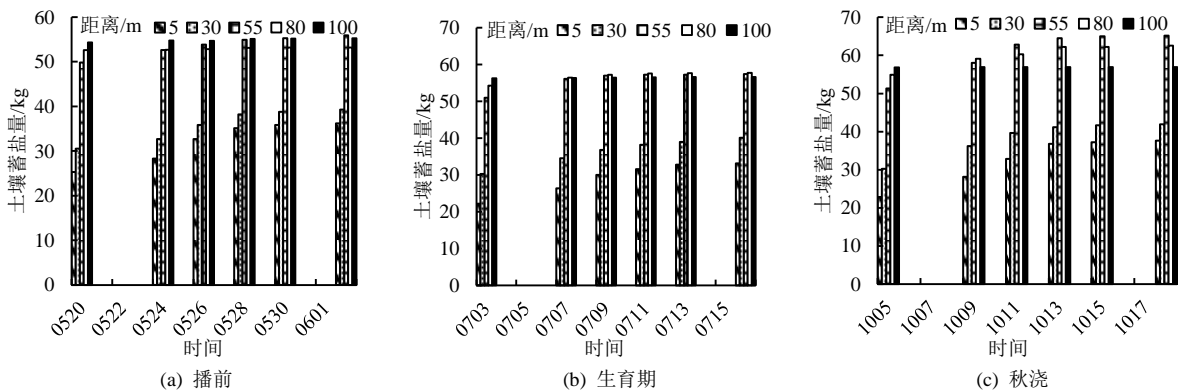


图 9 2017 年土壤蓄盐量随时间的变化规律

Fig.9 Changes in soil salt storage over time in 2017

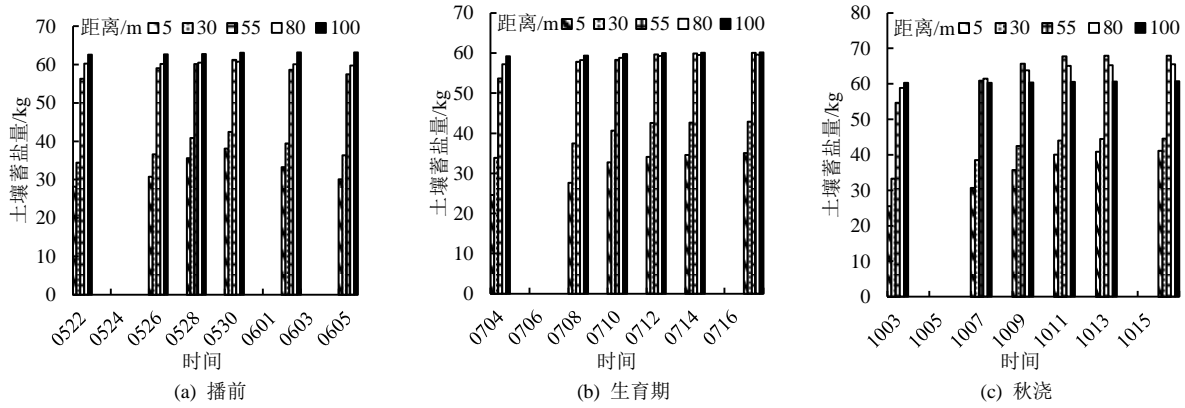
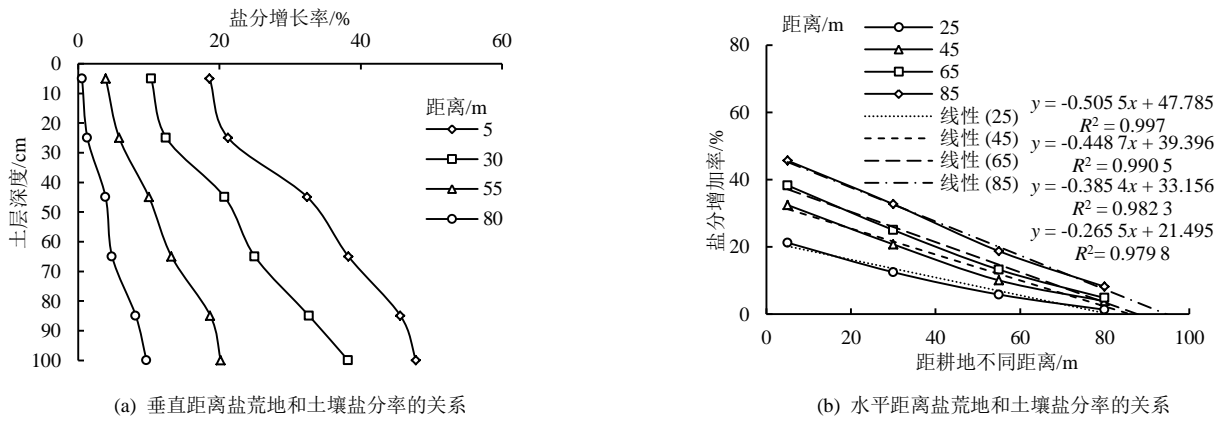


图 10 2018 年土壤蓄盐量随时间的变化规律

Fig.10 Changes in soil salt storage over time in 2018



(a) 垂直距离盐荒地和土壤盐分率的关系

(b) 水平距离盐荒地和土壤盐分率的关系

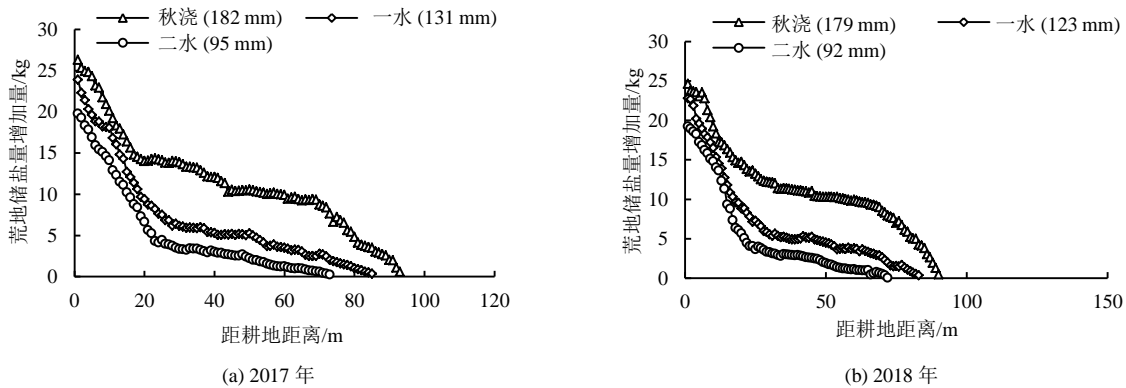
图 11 2017—2018 年距耕地不同距离、不同深度土壤盐分增加率

Fig.11 Increase rate of soil salinity at different distances and depths from cultivated land from 2017 and 2018

2.4 荒地积盐量及积盐范围模拟

由图 12 和表 3 可知，在同一灌水量下，距耕地越远，荒地土壤盐分增长量越小。分阶段来看，第一阶段是快速下降阶段，0~28 m 盐分增长量从 24.6、22.8、19.23 kg 快速下降到 12.3、5.93、3.53 kg；第二阶段是平稳下降阶段，29~75 m 盐分增长量平缓下降到 7、1.53、0 kg；第三阶段是快速下降阶段，76~100 m 盐分增长量快速下降为 0。不同灌水量下的盐荒地积盐效果存在明显差异，2017 年灌水量分别为 95、131、182 mm 时，其排盐距离分别达到 73~74、85~86、93~94 m，排盐量分别为 0.16、0.24、0.43 t/hm²，1 m²

葵花地所需容泄区范围分别是 0.60、0.70 m² 及 0.77 m²。2018 年灌水量分别 92、123、179 mm 时，其排盐距离分别为 72~73、83~84、90~91 m，排盐量分别达到 0.15、0.23、0.41 t/hm²，所需容泄区范围依次为 0.59、0.68、0.74 m²。对 3 次灌水后荒地盐分累积分析得到，2017、2018 年排盐量分别为 2.06 t 和 1.98 t，葵花地与所需承载盐分的容泄区面积之比为 1.31~1.35。耕地盐分向荒地运移所需的容泄区范围在一定程度上取决于耕地面积或其占整个区域面积的比例。



(a) 2017 年

(b) 2018 年

图 12 灌水量与距耕地不同距离 0~1 m 土层蓄盐量增长量的关系

Fig.12 The relationship between irrigation amount and the increase in salt storage capacity of soil layers at different distances of 1 m from cultivated land

表 3 不同灌水量下的排盐量

Table 3 Salt discharge at different irrigation rates

2017 年			2018 年		
灌水量	排盐量/(t hm ⁻²)	排盐距离/m	灌水量	排盐量/(t hm ⁻²)	排盐距离/m
一水(131 mm)	0.3	85~86	一水(123 mm)	0.27	83~84
二水(95 mm)	0.2	73~74	二水(92 mm)	0.18	72~73
秋浇(182 mm)	0.55	93~94	秋浇(179 mm)	0.52	90~91

3 结论

1) 耕地与所需承载盐分的容泄区面积之比在 1.48~1.53 之间, 研究区耕地全年向荒地的排盐量为 1.98~2.06 t。

2) 耕地盐分向荒地运移所需的容泄区范围取决于耕地面积及其占整个区域面积的比例。

(作者声明本文无实际或潜在利益冲突)

参考文献:

- [1] 黄权中, 徐旭, 吕玲娇, 等. 基于遥感反演河套灌区土壤盐分分布及对作物生长的影响[J]. 农业工程学报, 2018, 34(1): 102-109.
- [2] WICHELNS D, QADIR M. Achieving sustainable irrigation requires effective management of salts, soil salinity, and shallow groundwater[J]. *Agricultural Water Management*, 2015, 157: 31-38.
- [3] LI X B, KANG Y H, WAN S Q, et al. First and second-year assessments of the rapid reconstruction and re-vegetation method for reclaiming two saline-sodic, coastal soils with drip-irrigation[J]. *Ecological Engineering*, 2015, 84: 496-505.
- [4] 岳卫峰, 杨金忠, 占车生. 引黄灌区水资源联合利用耦合模型[J]. 农业工程学报, 2011, 27(4): 35-40.
- [5] 陈智森. 基于遥感技术的河套灌区典型灌域盐分运移研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2017.
- [6] WU J W, ZHAO L R, HUANG J S, et al. On the effectiveness of dry drainage in soil salinity control[J]. *Science in China Series E: Technological Sciences*, 2009, 52(11): 3 328-3 334.
- [7] WANG C S, WU J W, ZENG W Z, et al. Five-year experimental study on effectiveness and sustainability of a dry drainage system for controlling soil salinity[J]. *Water*, 2019, 11(1): 111.
- [8] KONUKCU F, GOWING J W, ROSE D A. Dry drainage: A sustainable solution to waterlogging and salinity problems in irrigation areas?[J]. *Agricultural Water Management*, 2006, 83(1/2): 1-12.
- [9] 杨诗秀, 雷志栋, 沈言俐, 等. 叶尔羌平原绿洲盐均衡及早排的初步分析[J]. 灌溉排水学报, 1999, 18(2): 52-56.
- [10] 陈小兵, 杨劲松, 杨朝晖, 等. 渭干河灌区灌排管理与水盐平衡研究[J]. 农业工程学报, 2008, 24(4): 59-65.
- [11] REN D Y, XU X, RAMOS T B, et al. Modeling and assessing the function and sustainability of natural patches in salt-affected agro-ecosystems: Application to tamarisk (*Tamarix chinensis* Lour.) in Hetao, upper Yellow River Basin[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 552: 490-504.
- [12] MORIASI D N, Arnold J G, Liew M W V, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. *Transactions of the ASABE*, 2007, 50(3): 885-900.
- [13] 王学全, 高前兆, 卢琦, 等. 内蒙古河套灌区水盐平衡与干排水脱盐分析[J]. 地理科学, 2006, 26(4): 4 455-4 460.
- [14] FENG Z Z, WANG X K, FENG Z W. Soil N and salinity leaching after the autumn irrigation and its impact on groundwater in Hetao Irrigation District, China[J]. *Agricultural Water Management*, 2005, 71(2): 131-143.
- [15] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44(5): 892-898.

Analysis of Dry Discharge Effect of Salt Wasteland Based on HYDRUS-2D

GUO Jiawei², ZHOU Hui¹, SHI Haibin^{3*}, LI Hongfang¹

(1. National Field Scientific Observation and Research Station of Grassland Ecohydrology at the Northern Foot of Yinshan Mountain, Inner Mongolia, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Hohhot 010018, China; 2. College of Agronomy, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010019, China; 3. College of Water Conservancy, Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010018, China)

Abstract: 【Objective】 In order to explore the salt discharge and the required discharge area under the action of dry discharge in the typical area of Hetao Irrigation District, sunflower farmland was selected as the research object.

【Method】 The positioning monitoring experiment was carried out for two consecutive years in 2017 and 2018, and two-dimensional saturated-unsaturated soil was established. The numerical model of water and salt migration uses HYDRUS-2D quantitative simulation to simulate the migration and migration range of soil salinity to wasteland under the crop irrigation system. 【Result】 The results show that the ratio of the area of the sunflower field to the area of the required salt bearing zone is 1.48-1.53, and the annual salt discharge is 1.98-2.06 t. The analysis further indicates that the extent of the containment area required for the movement of arable land salinity to the wasteland depends to some extent on the area of cultivated land or its proportion of the entire area. 【Conclusion】 The simulated values of the model are in good agreement with the measured values, which can better reflect the real situation of the test. The results of this study provide a scientific basis for regulating regional water and salt balance and improvement of salt wasteland.

Key words: irrigation; salt wasteland; soil water and salt transport; numerical simulation; HYDRUS-2D model

责任编辑: 韩洋