

微咸水灌溉条件下含黏土夹层土壤的水盐运移规律

陈丽娟¹, 冯起¹, 王昱², 鱼腾飞³

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 2. 兰州理工大学能动学院, 兰州 730050;
3. 兰州大学西部环境与气候变化研究院, 兰州 730000)

摘要: 黏土夹层影响着土壤水盐运移及分布, 为了研究在含黏土夹层的土壤中进行微咸水灌溉时土壤的水盐运移规律, 进行了春小麦微咸水灌溉大田试验, 并在此基础上运用数值模型对土壤盐分累积趋势进行了模拟预测。结果表明, 黏土夹层对土壤水盐运移具有显著的阻碍作用, 黏土夹层以上土壤平均含水量、含盐量呈随灌溉水矿化度增大而增加的趋势, 黏土夹层以下各处理土壤水盐分布几乎不受微咸水灌溉的影响; 大定额冬溉洗盐后, 各处理 0~70 cm 土层最大积盐率仍高达 65.7%, 部分盐分滞留在黏土夹层以上; 土壤盐分分布预测结果表明, 微咸水连续灌溉 5 a 后, 灌溉水矿化度为 4 和 5 g/L 的处理土壤盐渍化倾向明显, 不宜在含黏土夹层地区长期使用矿化度 > 3 g/L 的微咸水进行灌溉, 否则将对土壤环境产生严重危害。

关键词: 土壤水分, 盐分, 灌溉, HYDRUS

doi: 10.3969/j.issn.1002-6819.2012.08.007

中图分类号: S274.1

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2012)-08-0044-08

陈丽娟, 冯起, 王昱, 等. 微咸水灌溉条件下含黏土夹层土壤的水盐运移规律[J]. 农业工程学报, 2012, 28(8): 44-51.

Chen Lijuan, Feng Qi, Wang Yu, et al. Water and salt movement under saline water irrigation in soil with clay interlayer[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE), 2012, 28(8): 44-51. (in Chinese with English abstract)

0 引言

世界各国已将微咸水的开发利用作为缓解淡水资源短缺的重要举措, 并把微咸水开发再利用作为弥补淡水资源短缺的重要途径之一^[1-2]。在中国华北、西北及沿海地带, 广泛分布着矿化度为 2~5 g/L 的微咸水资源, 且绝大部分在地下 10~100 m 处^[3], 开发利用潜力巨大。在淡水资源日趋匮乏的情况下, 随着微咸水灌溉技术的日益成熟, 这些地区农业生产对微咸水应用的依赖性将势必有所增加, 但作为一种劣质水资源, 大规模的微咸水利用极有可能导致严重的土壤盐渍化问题, 而土壤盐渍化一旦发生, 将影响持久, 很难或根本不可能修复^[4-5], 因此, 如何科学合理地利用微咸水灌溉显得尤为重要。

关于微咸水灌溉、土壤盐分和作物生长关系的研究一直是国际上非常活跃的研究领域^[6], 目前, 针对均质土中微咸水灌溉土壤水盐运移过程的研究较为透彻, 但由于水文、地质和生物过程作用, 自然界中广泛存在一种质地的土壤内部有其它不同质地的土壤夹层的层状土, 尤其是发育在冲积平原上的土壤, 土体中夹有黏土层是非常普遍的现象。关于层状土壤中水分和溶质运移的研究虽已有不少文章报道^[7-10], 但多是研究入渗条件下污染

物质或示踪元素移动的, 或是研究层状土壤的水和溶质运移的计算方法和参数的, 且多为室内土柱实验, 对在层状土, 特别是对在含黏土夹层的土壤中进行微咸水灌溉时土壤水盐运移的研究较少。由于黏土层在土壤中的分布对土壤水盐运移的影响巨大^[11-13], 极有可能对土壤安全产生严重影响, 因此, 研究在含黏土夹层的土壤中进行微咸水灌溉对土壤环境的影响对微咸水灌溉的合理使用具有重要的现实意义。

本文以春小麦微咸水灌溉试验为背景, 以土壤水和溶质运移的动力学原理为基础, 应用试验与数值模拟相结合的方法, 研究微咸水灌溉条件下含黏土夹层土壤的水分和盐分运移规律, 并对土壤盐渍化趋势进行模拟预测, 望研究结果能为微咸水安全利用和农业的可持续发展提供科学的指导意义。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

微咸水灌溉试验于 2010 年 3-7 月在位于甘肃省民勤县的甘肃省水利科学研究所民勤节水农业暨生态建设试验示范基地进行。该地区 50% 以上绿洲面积的地下水矿化度 > 2 g/L^[14], 而农业灌溉用水中地下水供水量占总供水量的 90% 以上^[15], 是一个典型的以地下微咸水灌溉为主的农业区。该区属大陆性荒漠气候, 多年平均降水量 110 mm, 多年平均蒸发量 2 644 mm。试验地土壤类型为绿洲灌淤土, 在 60~80 cm 普遍含有黏土夹层, 土壤剖面物理和化学性状见表 1。在试验期内地下水埋深在 18~25 m 间波动, 地下水矿化度为 0.92 g/L。图 1 所示为春小麦生育期内降雨量。

收稿日期: 2011-07-03 修订日期: 2012-03-23

基金项目: 国家科技支撑计划课题 (2011BAZ03190); 国家自然科学基金项目 (91025002); 国家自然科学基金项目 (30970492)

作者简介: 陈丽娟 (1982-), 女, 甘肃天水人, 博士生, 主要从事水文与水土资源方面的研究。兰州 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 730000. Email: chenlj2001@126.com

表 1 供试土壤理化性质

Table 1 Physicochemical properties of experimental soil

土层深度/cm	土壤质地	体积质量/(g·cm ⁻³)	有机质质量分数/%	全氮(N)质量分数/%	全磷(P)质量分数/%	全钾(K)质量分数/%	碱解性氮质量分数/(mg·kg ⁻¹)	速效磷质量分数/(mg·kg ⁻¹)	速效钾质量分数/(mg·kg ⁻¹)	含盐质量分数/%	pH 值
0~20	砂壤土	1.52	0.70	0.058	0.12	1.75	28.90	19.02	140	0.12	8.92
20~40	砂壤土	1.50	0.73	0.056	0.11	1.75	26.10	4.01	140	0.15	7.45
40~60	壤土	1.56	0.51	0.058	0.12	1.75	17.50	1.72	140	0.19	8.05
60~80	黏土	1.67	0.24	0.025	0.09	1.50	10.20	3.67	70	0.19	7.97
80~100	砂壤土	1.55	0.23	0.024	0.11	1.50	11.10	3.32	90	0.22	7.79
100~120	砂土	1.41	0.33	0.037	0.09	1.50	11.90	5.04	100	0.26	7.60

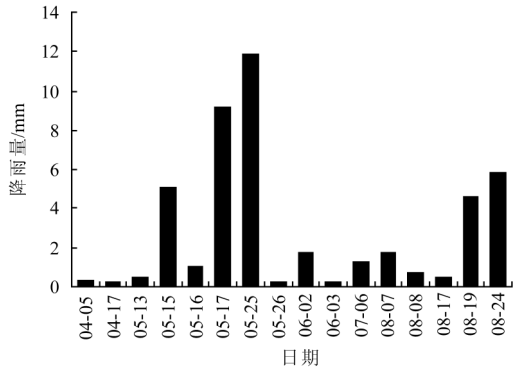


图 1 2010 年春小麦生育期降雨量

Fig.1 Rainfall during the spring wheat growing period in 2010

1.2 试验设计

试验种植作物为春小麦，参试品种为民勤县主栽品种“永良四号”，2010 年 3 月 26 日播种，7 月 16 日收获。试验按不同灌溉水矿化度设 5 个处理，分别为 0.9、2.0、3.0、4.0、5.0 g/L，每个处理设 3 次重复，共 15 个小区。

不同灌溉水矿化度采用湖区西渠镇皇辉村（东经 103°36'11.9”，北纬 39°02'56.4”）苦咸水（矿化度 14.1 g/L）与试验基地深井淡水（矿化度 0.9 g/L）配置而成（表 2），配置计算公式见式（1），每次灌水前使用电导仪对水质矿化度进行标定，由于地下水水质随季节变化具有一定的波动性，各次灌水时灌溉水中各离子含量不完全相同，但灌溉水总矿化度均控制为试验设计值。

$$M = \frac{M_f \times Q_f + M_s \times Q_s}{Q_f + Q_s} \quad (1)$$

式中，M 为配置后水质矿化度，g/L；M_f 为深井水矿化度，g/L；M_s 为皇辉苦咸水矿化度，g/L；Q_f 为深井水灌水量，m³/hm²；Q_s 为皇辉苦咸水灌水量，m³/hm²。

表 2 试验用水源水化学组成

Table 2 Chemical composition of experimental water

水源	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
地表水	150	29	126	41	13	64	2.0
试验站深井水	267	93	307	97	40	109	7.0
皇辉村苦咸水	689	2906	6334	438	1043	2655	33.6

灌溉制度采用当地生产栽培条件下已成熟的灌溉制度，全生育期灌水 5 次，第 1 次为地表水，灌水时间为 4 月 30 日，其余为地下水灌溉，灌水时间分别为 5 月 16

日、6 月 1 日、6 月 16 日、7 月 2 日，灌水定额为 750 m³/hm²。农田休闲期用地表水进行冬灌（2010 年 11 月 15 日），冬灌定额 2 400 m³/hm²。

依据试验设计要求，除地表水为渠道引水外，其余灌水利用微型泵经导流管从放置在畦首的储水罐中匀速抽取咸水注入输送深井淡水的聚乙烯（PE）软管中进行混合，最终注入畦田（图 2）。咸水灌水量由微型泵流量控制，深井灌水量由超声波流量计控制。

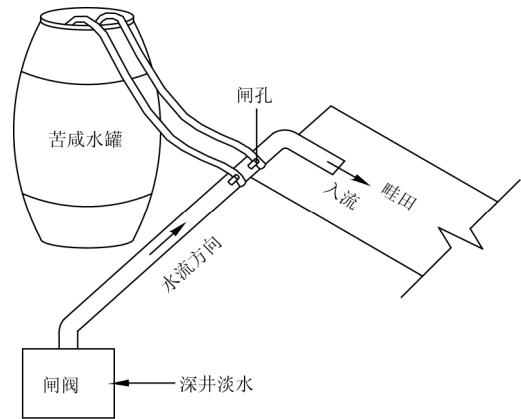


图 2 灌水方式示意图

Fig.2 Schematic diagram of irrigation system

1.3 试验观测

降雨量、气温、水面蒸发等资料从试验基地规范气象观测场获得。在春小麦播种前、整个生育期内每次灌水、有效降水前后用时段反射仪（TDR）对土壤含水量进行观测（用烘干称质量法进行标定），并用土钻取样法采集 0~120 cm 土层土样（每 20 cm 一层，共 6 层），经自然风干、磨细并过 1 mm 网筛后，按土水比 1：5 制备土壤浸提溶液，用 DDS-308A 型电导率仪测定浸提溶液电导率（EC_{1:5}，dS/m）。农田休闲期每隔 15d 进行土壤含水量和土壤浸提溶液电导率 EC_{1:5} 的测定，有效降雨和冬灌前后加测，测定方法同生育期。

每个小区布置一个用于测定土壤蒸发量的蒸渗桶（Lysimeter），该蒸渗桶用 0.75 mm 厚的镀锌铁皮卷制而成，外桶直径 20 cm，桶高 40 cm；内桶直径 15 cm，桶高 35 cm。蒸渗桶内土柱表面与地表齐平且直接与空气接触，使桶内条件与田间实际情况相符。每天进行称质量（误差为 0.1 g），根据 2 d 重量差值换算出土壤蒸发量。

2 试验结果与分析

2.1 生育期土壤水分分布特征

春小麦第2至第5次灌水后不同处理0~120 cm 土层土壤含水量的变化情况见图3。从不同处理的土壤水分分布看,随着生育期的推移,在灌水量相同的情况下,各处理0~120 cm 土层土壤平均含水量呈随灌溉水矿化度增大而增加的趋势,即灌溉水矿化度较大的处理,相应的土壤含水量也较大,5 g/L 处理在整个生育期0~120 cm 土层平均含水量($0.19 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)

比0.9 g/L 处理($0.16 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)高18.46%。该结果说明高矿化度微咸水灌溉能在一定程度上改变土壤的结构特征^[16-17],微咸水带入土壤中的盐离子可以与土壤胶体及土壤原有的离子发生交换吸附作用,尤其是钠离子含量的增加能使土壤颗粒水化度增大,颗粒更易分散,细小颗粒随水分运动下移沉积,堵塞水流通道,减小水流实际过水面积,形成致密的弱透水层而降低土壤渗透性,从而使得土壤深层渗漏减小,土壤含水量相应较大。

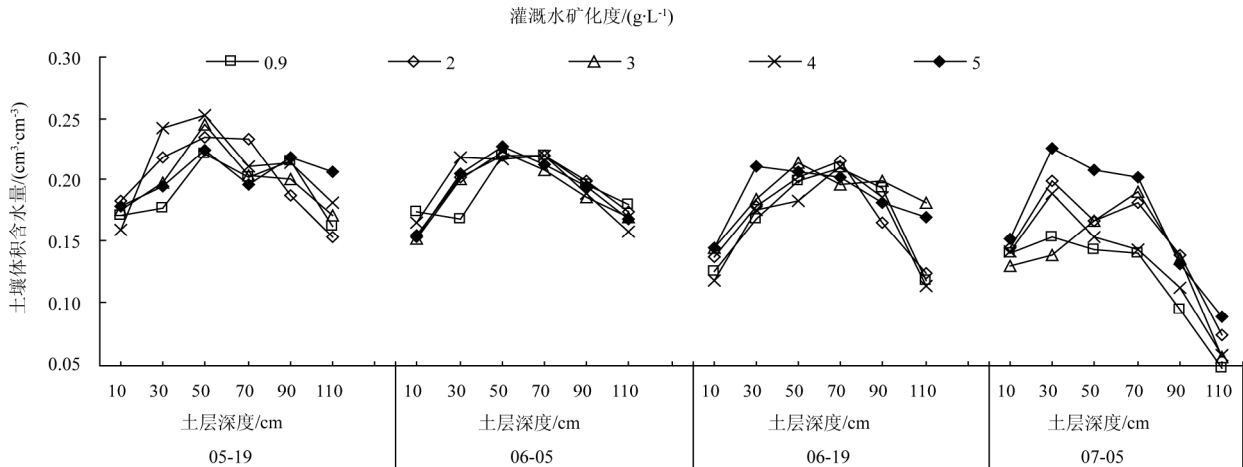


图3 不同处理土壤含水量分布图

Fig.3 Distribution of soil water content of different treatment

与此同时,由于高矿化度微咸水中盐离子对水分的吸附作用会使水的活性下降,所以与纯水相比,微咸水的做功能力会有所下降,入渗过程会相应减缓,这也在一定程度上减少了深层渗漏。

从土层深度上来看,整个生育期各处理土壤含水量最大值基本上都保持在40~80 cm 土层,每次灌水后,补充于该层的土壤水分占平均总灌水量的38%,从土壤水分能势的角度来讲,当水分到达砂壤土与壤土(及更深层黏土)界面后,土壤水分入渗已不同于一般均质土的渗透,其主要区别在于这一阶段的入渗过程中,土壤水分除了在重力势作用下运移外,同时还存在着夹层对它的吸力,即进水吸力,在相同含水量情况下,壤土与黏土层的进水吸力较上层土壤的水吸力要大,短时间内水分容易进入壤土及黏土层,但由于该层孔隙度小,水分输移的能力有限,在一定程度上相当于一个不透水层,因此土壤水分的进一步下渗受到阻碍,下渗滞缓,大量水分被滞留及保存在80 cm 以上土层中。

从图3中还可以看出,各处理深层土壤含水量始终较小,第2次灌水后(5月19日),80~120 cm 土壤含水量不断减小,至第5次灌水后(7月5日),该层平均土壤含水量降至 $0.09 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$,处于极度干燥状态。当黏土层含水量达到一定程度后,土壤水分从黏土层进入下层土壤,由于下层土壤的非毛管空隙多,其进水吸力小于黏土层,而要使水分能够输移到下层土体所具有的基质势应等于下层土壤的进水吸力,显然,在初始的入渗

过程中下层土壤的含水量很难达到这一要求,因此,水分的进一步入渗再次受阻,只有当黏土的土水势与下层土体相当时,水分才能继续下渗,因此下层土壤含水量始终较小。

与此同时,民勤绿洲强烈的蒸发作用也促成了0~40 和80~120 cm 土层土壤含水量较小,由于黏土夹层使得水分的入渗时间延长,在强烈的蒸发作用推动下,水分的总消耗量增加,表层含水量的消耗由次层水分来补充,进入深层的水分随之减少。

2.2 生育期土壤盐分分布特征

第2至第5次灌水后不同处理0~120 cm 土层土壤浸提溶液电导率的变化情况见图4,从中可以看出,土壤盐分运移受黏土夹层的显著影响,春小麦第二次灌水后至收获前0~40 cm 土层土壤盐分逐渐增加,且呈随灌溉水矿化度增大而增加的趋势,生育末期,除灌溉水矿化度为0.9 g/L 的处理外,其他处理土壤含盐量均远远高出试验之初,其中5 g/L 处理0~40 cm 土层平均 $EC_{1:5}$ 从初始值0.21 dS/m 增大到0.88 dS/m,呈强烈积盐状态;相反地,全生育期40 cm 土层以下各处理土壤盐分差异始终不明显,5 g/L 全生育期平均含盐量为0.25 dS/m,仅比0.9 g/L 高0.03 dS/m。该结果说明土壤质地差异对土壤盐分运移的影响主要是基于不同质地土壤对水盐的不同渗透能力,在0~40 cm 砂壤土中,水盐的渗透性能相对较好,水盐运移活跃,盐分积聚较多,而当盐随水到达砂壤土与壤土(及更深层黏土)界面后,由于壤土及黏土

质地更为细密，且其表面分子具有表面能，能将溶解于水中的阴阳离子吸附于其表面，水盐渗透能力变差，因此盐分运移相对水分受阻更加明显，盐分几乎难以进入深层土壤中，80~120 cm 土层甚至出现一定程度的脱盐，

0.9 g/L 处理平均脱盐率为 18.1%，2 g/L 为 34.4%，3 g/L 为 53.7%，4 g/L 为 32.2%，5 g/L 为 37.9%，可见黏土夹层滤盐效果非常显著。

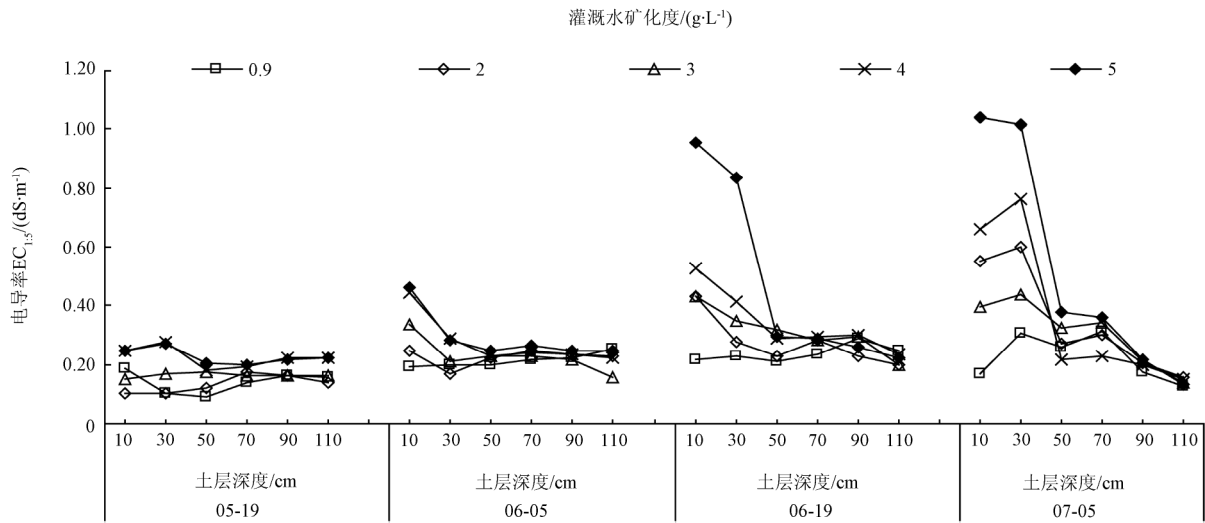


图 4 不同处理土壤盐分分布图
Fig.4 Distribution of soil salt content of different treatment

2.3 农田休闲期土壤盐分分布特征

由于民勤地区普遍采用大定额冬灌来达到淋洗脱盐和为土壤保墒的目的，本试验在 2010 年 11 月 15 日对各试验处理实施了统一冬灌。图 5 为 2011 年 3 月中旬土壤盐分分布情况，与图 4 对比可以看出，各处理土壤盐分出现大幅减小，可见大定额冬灌能携带大部分土壤盐分穿过黏土夹层到达深层土壤，起到一定的淋洗压盐作用。但与试验开始前同期相比，除 0.9 g/L 处理外，其他处理 0~60 cm 土层仍出现一定程度积盐，其中 5 g/L 处理平均土壤盐分由试验初始时的 0.24 dS/m 增至 0.40 dS/m，积盐率达 65.7%，可见用高矿化度微咸水进行灌溉时，由于黏土夹层隔水滞盐作用，即使用大定额灌水压盐，依然难以将土壤盐分淋洗至初始状态。

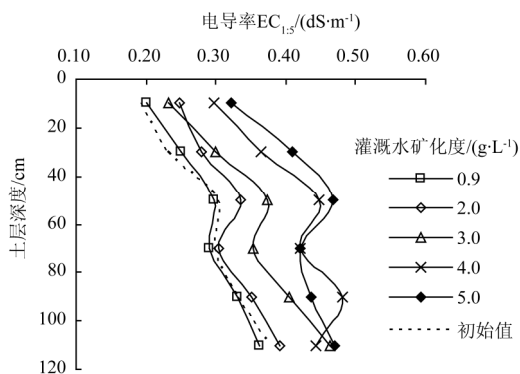


图 5 次年播种前不同处理土壤盐分分布图
Fig.5 Distribution of soil salt content of different treatment before planting in next year

3 土壤水盐运移数学模型

有限的试验条件很难就在黏土夹层中进行微咸水灌溉时土壤水盐问题进行更进一步的分析，利用适当的土

壤水盐运移模型，根据试验资料确定模型的参数，以模型为手段进行分析预测可以实现更加全面的研究。

3.1 土壤水盐运移模型

采用 Richards 方程描述土壤水分运动过程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (2)$$

式中， θ 为土壤体积含水量， cm^3/cm^3 ； t 为时间， d ； z 为垂直坐标，取向向下为正， cm ； $K(h)$ 为导水率， cm/d ； h 为压力水头， cm ； S 为根系吸水项，即单位时间内根系从单位体积土壤中吸收的水量， $\text{cm}^3/(\text{cm}^3 \cdot \text{d})$ 。

采用一维对流—弥散方程描述土壤盐分运移，

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} + \rho \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qc)}{\partial z} + S_N \quad (3)$$

式中， c 为土壤溶液中盐分浓度， g/cm^3 ； ρ 为土壤干体积质量， g/cm^3 ； s 为溶质在土壤基模上的吸附量， g/g ； D 为水动力弥散系数， cm^2/d ； q 为土壤水通量， cm/d ； S_N 为源汇项，即作物吸收盐分量， $\text{mg}/(\text{L} \cdot \text{d})$ 。

初始和边界条件分别为

1) 初始条件

$$h(z, t) = h_0(z), \quad c(z, t) = c_0(z), \quad t = t_0 \quad (4)$$

2) 上边界条件

灌水过程中，土壤表层出现积水层，积水深度随时间变化而变化 $h(t)$ ，为变水头边界条件，

$$h(z, t) = h(t), \quad -\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qc = \varepsilon c_R, \quad 0 < t < t_i, \quad z=0 \quad (5)$$

式中， t_i 为灌水持续时间， d ； ε 为上边界垂向水量交换程度， cm/d ； c_R 为灌溉水盐分浓度， g/cm^3 。

灌水结束后地表处于蒸发状态，上边界条件为大气边界条件，溶质通量为零，

$$-K(h)\frac{\partial h}{\partial z} + K(h) = E, \quad -\theta D\frac{\partial c}{\partial z} + qc = 0, \quad t > t_i, \quad z=0 \quad (6)$$

式中, E 为由蒸散发引起的通过土壤表面水分通量, cm/d 。

3) 下边界条件

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial c}{\partial z} = 0, \quad t > 0, \quad z = 120 \text{ cm} \quad (7)$$

3.2 模型参数

3.2.1 土壤水分特征曲线参数

用环刀取试验区土样 6 个 (根据试验区土质取砂壤土、黏土、砂土 3 类土, 每类土取 2 个样), 用中科院南京土壤所研制的土壤水吸力测定仪 (SXY-2) 测定土壤水分特征曲线, 测定时间为 2010 年 4—8 月, 室内温度为 25°C 左右。通过连续测试, 绘制出 3 种类型土样的土壤体积含水量与土壤水吸力的关系曲线如图 6。

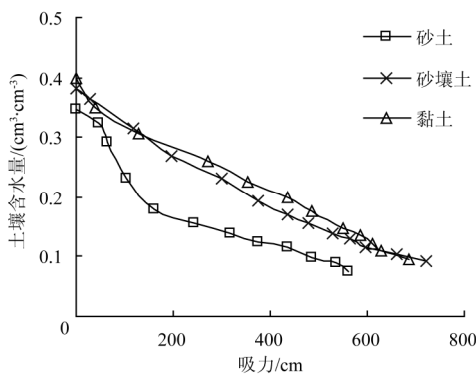


图 6 土壤体积含水量与土壤水吸力关系曲线

Fig.6 Relation between soil water content and suction

根据模型模拟需要, 对土壤水分特征曲线参数进行拟合。HYDRUS 模型程序中土壤水分特性曲线 $\theta(h)$ 可用 Van Genuchten 参数方程表示

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |ah|^n)^m} \quad (8)$$

式中, θ_r 为残余土壤体积含水量, cm^3/cm^3 ; θ_s 为饱和土壤体积含水量, cm^3/cm^3 ; a 、 n 、 m 为土壤水分特征曲线的形状参数, $m=1-1/n$, $n > 1$ 。

根据各类土实测关系曲线, 利用式 (8), 用 Origin7.0 数据分析软件对参数进行拟合, 得拟合参数见表 3。

表 3 土壤水分特性拟合参数

Table 3 Values of characteristic parameters of soil

样品	$\theta_s/(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\theta_r/(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$a/(1\cdot\text{cm}^{-1})$	n
砂壤土	0.382	0.072	0.0121	1.4080
黏土	0.398	0.096	0.0156	1.5645
砂土	0.346	0.035	0.0283	1.4883

注: θ_s 为饱和土壤体积含水量; θ_r 为残余土壤体积含水量; a 、 n 为土壤水分特征曲线的形状参数。

3.2.2 导水率的确定

用中科院南京土壤所研制的非饱和导水率测定仪 (FS-1) 测定土壤导水率, 测定时间为 2010 年 4—7 月, 测定土样同样包括砂壤土、黏土、砂土 3 类共 6 个土样。根据实测特定吸力下的非饱和导水率得到吸力与非饱和

导水率之间的关系曲线, 将该曲线外推到吸力为零时所对应的导水率即为饱和导水率 K_s 。经测定, 3 类土样对应的饱和导水率值分别为砂壤土: $45.85 \text{ cm}/\text{d}$, 黏土: $10.19 \text{ cm}/\text{d}$, 砂土: $104.08 \text{ cm}/\text{d}$ 。

3.2.3 根系吸水项的确定

有关作物根系吸水函数研究较多^[18-20], 本文采用较为简单的 Feddes 模型进行运算^[21]。由于该模型大多参数难以实测获得, 故参考 HYDRUS 模型中数据库提供数值。

3.2.4 水力弥散系数的确定

水力弥散系数等于机械弥散系数 D_h 和多孔介质中分子扩散系数 D_s 之和。一般将溶质在土壤中的分子扩散系数 D_s 仅表示为土壤含水量的函数, 与溶质浓度无关, 常采用经验公式表示

$$D_s(\theta) = D_0 \alpha e^{b\theta} \quad (9)$$

式中, D_0 为溶质在自由水体中的扩散系数, cm^2/d ; α 、 b 为经验常数。

机械弥散系数 D_h 与平均孔隙流速的一次方成正比,

$$D_h = \lambda |\nu| \quad (10)$$

式中, D_h 为机械弥散系数, cm^2/d ; ν 为平均孔隙流速, cm/d ; λ 为弥散度, 为经验常数, cm 。

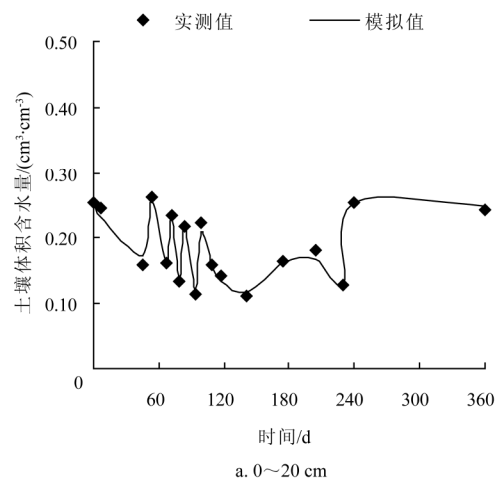
Bresler 用数值模拟计算验证了 Warrick 等人所做的田间咸水灌溉和淡水冲洗条件下的土壤水盐动态试验, 本文参照 Bresler 所用的模拟参数, 即 $D_0=0.04 \text{ cm}^2/\text{d}$, $\alpha=0.005$, $b=10$, $\lambda=0.55$ 。

4 模拟检验与应用

4.1 模型检验

利用 HYDRUS 软件对数学模型进行求解, 模拟计算区域深度定为 120 cm , 输入各层土壤质地名称及相应参数, 并沿垂直方向设置土壤水盐运移模拟值的 6 个观察点 (与田间土壤水盐实测的深度位置相对应), 便于将土壤水盐模拟值与田间实际观测值进行对比。模拟时段从春小麦播种前开始 (2010 年 3 月 18 日) 到次年春小麦播种前为止 (2011 年 3 月 12 日), 模拟时间共为 360 d 。

图 7、8 分别为模拟计算时段内 $5 \text{ g}/\text{L}$ 处理 $0\sim 20$ 和 $100\sim 120 \text{ cm}$ 土层含水量和含盐量模拟值与田间实测值的对比结果。从图 7、8 中可以看出, 尽管在某些观测点



a. $0\sim 20 \text{ cm}$

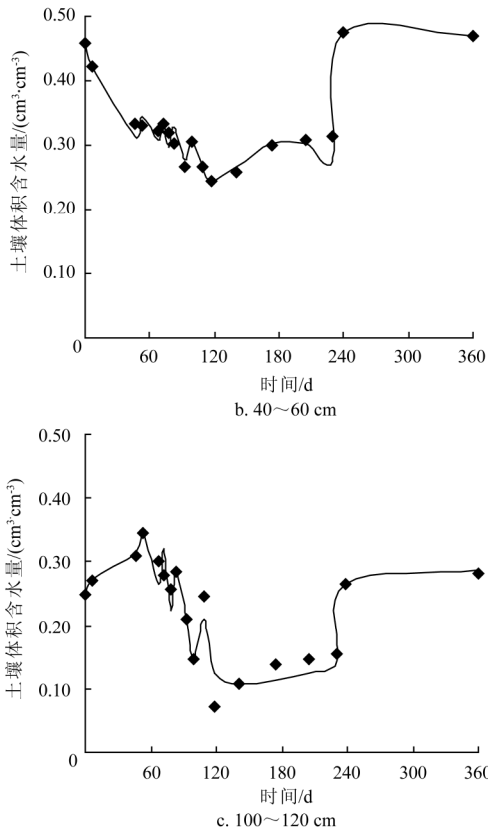


图 7 土壤含水量模拟值与实测值对比

Fig.7 Contrast between simulated and measured soil moisture

上实测值与模拟值存在一定差距，但总体而言，模拟结果与试验结果吻合较好。

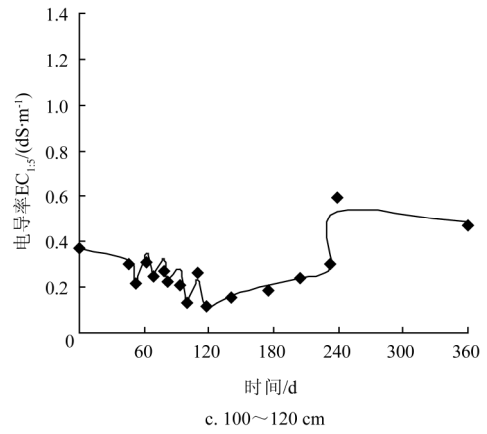
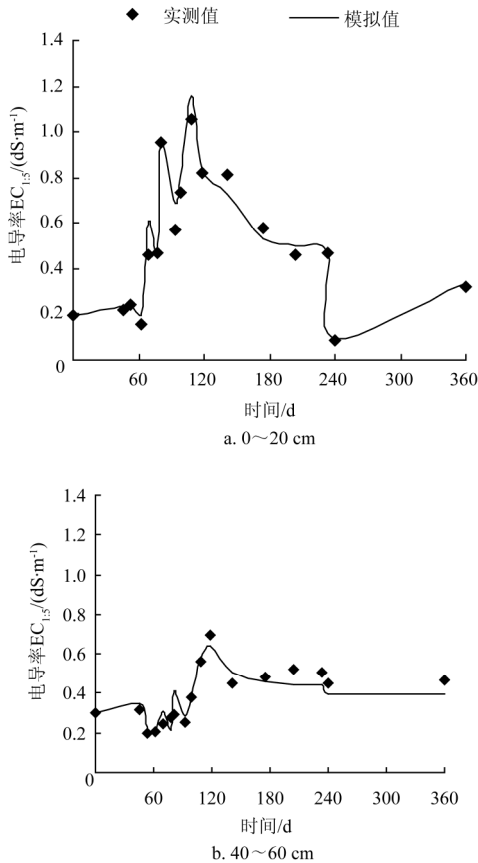


图 8 土壤浸提溶液电导率 (EC_{1.5}) 模拟值与实测值对比

Fig.8 Contrast between simulated and measured soil EC_{1.5}

采用均方根误差 *RMSE* (root mean square error) 表示模拟值和实测结果拟合程度好坏 (式 13)，结果见表 4。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_{io} - Y_{ie})^2} \quad (11)$$

式中， Y_{io} 、 Y_{ie} 分别为样本实测值和模拟值； N 为观测样本数。

从表 4 中可以看出，模拟时段内各土层土壤含水量模拟精度较高，*RMSE* 在 0.008~0.023 cm³/cm³ 之间，土壤含盐量模拟精度相对较差，*RMSE* 在 0.023~0.063 dS/m 之间，但总的而言，*RMSE* 值均较小，说明误差在允许范围之内，模拟值与实测值非常接近，模拟结果是准确可靠的，该模型可用于在含黏土夹层的土壤中进行微咸水灌溉时土壤水盐动态过程的模拟，揭示土壤水盐运移的规律。

表 4 不同土层模拟值与实测值的均方根误差 (*RMSE*)

Table 4 *RMSE* for simulated and measured values under different soil depth

土层深度 /cm	含水量的 <i>RMSE</i> /(cm ³ ·cm ⁻³)	EC _{1.5} 的 <i>RMSE</i> /(dS·m ⁻¹)
0—20	0.0077	0.0632
>20—40	0.0155	0.0603
>40—60	0.0141	0.0496
>60—80	0.0107	0.0225
>80—100	0.0198	0.0279
>100—120	0.0230	0.0281

4.2 模型应用与分析

上述分析结果表明，在含黏土夹层的土壤中进行微咸水灌溉会有一些的盐分累积，虽然短期内累积盐量很少，并不会影响到作物的生产，但数年后土壤盐分累积的程度如何？会给水-土环境带来怎样的危害？以下对该试验背景下土壤盐分累积的趋势进行预测，预测时气象资料均参照多年平均值进行选取。

图 9 为模型运行 5 a 后 (2016 年春播前) 的土壤盐分分布图，从中可以看出，除 0.9 g/L 处理外，其他处理 0~70 cm 土层土壤盐分较 2010 年均有所增加，其中 2 和 3 g/L 处理 0~70 cm 土层平均土壤盐分分别达到 0.70 和

1.00 dS/m, 土壤积盐程度较轻, 尚处于作物生长的安全范围内; 而 4 和 5 g/L 处理 0~70 cm 土层平均土壤盐分分别达 1.50 和 2.44 dS/m, 浅层(0~20 cm)更是达到 2.70 和 4.34 dS/m, 土壤积盐强烈, 出现一定程度的盐渍化倾向。由此可见, 当土壤中含黏土夹层时, 连续用矿化度 > 3 g/L 的微咸水进行灌溉将对农田土壤环境产生较大危害, 土壤盐分的累积效应显著增强, 即使灌溉后期采取大定额冬灌洗盐, 耕层土壤盐分含量仍将居高不下, 最终将很有可能导致土壤次生盐渍化的发生。

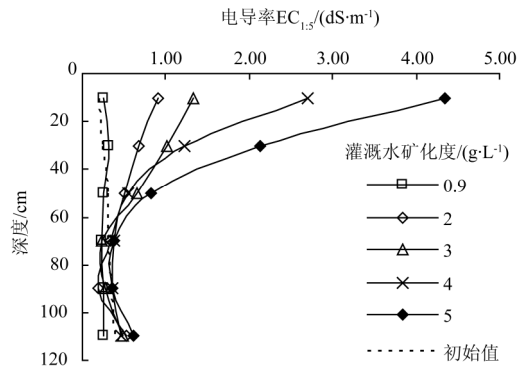


图9 2016年不同处理土壤盐分分布图

Fig.9 Soil salt content distribution of different treatment in 2016

5 结论

1) 在含黏土夹层的土壤中, 高矿化度微咸水灌溉能在一定程度上改变土壤入渗能力, 增大土壤含水量, 整个生育期土壤平均含水量呈随灌溉水矿化度增大而增加的趋势, 5 g/L 比 0.9 g/L 处理高 18.46%。

2) 当用微咸水进行灌溉时, 黏土层在土壤中的存在对土壤水盐运移有显著影响。黏土夹层能阻碍土壤水盐进一步向深层运移, 改变其分布状态, 本试验中土壤水分最大值出现在黏土及其以上壤土层, 盐分最大值出现在黏土表层界面上, 这一结论对于微咸水利用有一定指导意义, 当利用微咸水进行灌溉时, 必须考虑黏土层对盐分分布的影响, 尽量降低盐分对土壤环境的破坏。

3) 本文运用 HYDRUS 软件研究含黏土夹层的土壤水盐运移的模拟, 模拟值与实测值的 *RMSE* 值均较小, 可见模型能较好地模拟在含黏土夹层土壤中进行微咸水灌溉时全年土壤水盐动态过程, 揭示土壤水盐运移的规律。

4) 不同处理 5 a 后 0~70 cm 土层土壤盐分分布迥异, 0.9、2 和 3 g/L 处理土壤积盐程度较轻, 对作物生长影响较小; 4 和 5 g/L 处理土壤出现一定程度的盐渍化倾向, 说明大定额的冬灌虽能携带部分土壤盐分穿过黏土夹层到达深层土壤, 但仍然难以完全淋洗咸水灌溉滞留在黏土夹层上部的盐分, 可见在土壤含黏土夹层的情况下, 不宜连续用矿化度 > 3 g/L 的微咸水进行灌溉, 否则将会导致土壤次生盐渍化的发生。

[参 考 文 献]

- [1] Oster J D. Irrigation with poor quality water[J]. *Agricultural Water Management*, 1994, 25(3): 271—297.
- [2] Mantell A, Frenkel H, Meiri A. Drip irrigation of cotton with saline-sodic water[J]. *Irrigation Science*, 1985, 6(2): 95—106.
- [3] 农业部. “948”项目“微咸水农田灌溉技术”验收技术文件报告[R]. 编号: 961048. 中国农科院土壤研究所, 2000: 55.
- [4] Rhoades J D, Chanduvi F, Lesch S. Soil salinity assessment methods and interpretation of electrical conductivity measurements [M]. *FAO Irrigation and Drainage Paper 57*, 1999: 84—91.
- [5] Rengasamy P. Transient salinity and subsoil constraints to dryland farming in Australian sodic soil: an overview[J]. *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 2002, 42 (3): 351—361.
- [6] 吴忠东, 王全九. 不同微咸水组合灌溉对土壤水盐分布和冬小麦产量影响的田间试验研究[J]. *农业工程学报*, 2007, 23(11): 71—76.
Wu Zhongdong, Wang Quanjiu. Field study on impacts of soil water-salt distribution and winter wheat yield by different saline water combination irrigations[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE)*, 2007, 23(11): 71—76. (in Chinese with English abstract)
- [7] Selim H M, Davidson J M, Rao P S C. Transport of reactive solutes through multilayered soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1977, 41 (1): 3—10.
- [8] Porro I, Wierenga P J, Hills R G. Solute transport through large uniform and layered soil columns[J]. *Water Resour. Res.*, 1993, 29(4): 1321—1330.
- [9] 徐旭, 黄冠华, 屈忠义, 等. 区域尺度农田水盐动态模拟模型—GSWAP[J]. *农业工程学报*, 2011, 27(7): 58—63.
Xu Xu, Huang Guanhua, Qu Zhongyi, et al. Regional scale model for simulating soil water flow and solute transport processes—GSWAP[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE)*, 2011, 27(7): 58—63. (in Chinese with English abstract)
- [10] 刘春成, 李毅, 郭丽俊, 等. 微咸水灌溉对斥水土壤水盐运移的影响[J]. *农业工程学报*, 2011, 27(8): 39—45.
Liu Chuncheng, Li Yi, Guo Lijun, et al. Effect of brackish water irrigation on water and salt movement in repellent soils[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE)*, 2011, 27(8): 39—45. (in Chinese with English abstract)
- [11] 袁剑舫, 周月华. 粘土夹层对地下水上升运行的影响[J]. *土壤学报*, 1980, 17(1): 94—100.
Yuan Jianfang, Zhou Yuehua. The influence of clay interlayer on the upward movement of capillary water in soil[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 1980, 17(1): 94—100. (in Chinese with English abstract)
- [12] 刘思义, 魏由庆, 梁国庆, 等. 粘土夹层土体构型水盐运动的试验研究[J]. *土壤学报*, 1992, 29(1): 109—112.
Liu Siyi, Wei Youqing, Liang Guoqing, et al. Experimental study on water and salt transforms in soil with clay interlayer [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 1992, 29(1): 109—112. (in Chinese with English abstract)
- [13] 李韵珠, 胡克林. 蒸发条件下粘土层对土壤水和溶质运移影响的模拟[J]. *土壤学报*, 2004, 41(4): 493—502.
Li Yunzhu, Hu Kelin. Simulation for the effect of clay layer on the transport of soil water and solutes under evaporation

- [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2004, 41(4): 493—502. (in Chinese with English abstract)
- [14] 肖笃宁, 李小玉, 宋冬梅, 等. 民勤绿洲地下水开采时空动态模拟[J]. *中国科学(D 辑)*, 2006, 36(6): 567—578.
Xiao Duning, Li Xiaoyu, Song Dongmei, et al. Simulation for temporal and spatial dynamics of groundwater exploitation in Minqin oasis[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2006, 36(6): 567—578. (in Chinese with English abstract)
- [15] 马金珠, 魏红. 民勤地下水资源开发引起的生态与环境问题[J]. *干旱区研究*, 2003, 20(4): 261—265.
Ma Jinzhu, Wei Hong. The ecological and environmental problems caused by the excessive exploitation and utilization of groundwater resources in the minqin basin, Gansu province[J]. *Arid Zone Research*, 2003, 20(4): 261—265. (in Chinese with English abstract)
- [16] 冯棣, 张俊鹏, 曹彩云, 等. 咸水畦灌条件下土壤水盐运移规律[J]. *水土保持学报*, 2011, 25(5): 48—52.
Feng Di, Zhang Junpeng, Cao Caiyun, et al. Soil water and salt migration under border irrigation with saline water[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2011, 25(5): 48—52. (in Chinese with English abstract)
- [17] 郭太龙, 迟道才, 王全九, 等. 入渗水矿化度对土壤水盐运移影响的试验研究[J]. *农业工程学报*, 2005, 21(S): 84—87.
Guo Tailong, Chi Daocai, Wang Quanjiu, et al. Experimental study on salt and water movement affected by mineralization degree of infiltration water[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE)*, 2005, 21(S): 84—87. (in Chinese with English abstract)
- [18] Prasad R. A linear root water uptake model [J]. *Journal of Hydrology*, 1988, 99(3): 297—306.
- [19] Rasiah V. Assessment of function and parameter estimation methods in root water uptake simulation [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56(4): 1267—1271.
- [20] 乔冬梅, 史海滨, 薛铸. 盐渍化地区油料向日葵根系吸水模型的建立[J]. *农业工程学报*, 2006, 22(8): 44—49.
Qiao Dongmei, Shi Haibin, Xue Zhu. Development of root-water-uptake model for oil sunflower in saline soil[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE)*, 2006, 22(8): 44—49. (in Chinese with English abstract)
- [21] Feddes R A. *Simulation of Field Water Use and Crop Yield* [M]. New York: John Wiley and Sons, 1978.

Water and salt movement under saline water irrigation in soil with clay interlayer

Chen Lijuan¹, Feng Qi¹, Wang Yu², Yu Tengfei³

(1. *Cold and Arid Regions Environmental Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;*
2. *Lanzhou University of Technology, Lanzhou 730050, China;* 3. *Research School of Arid Environment and Climate Change, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*)

Abstract: The existence of clay interlayer in soils had impacts on water and salt movement and distribution. In order to study water and salt movement in soils with clay interlayer irrigated by saline water, the field experiment of saline water irrigation was conducted. A corresponding model was also used to forecast the cumulating trend of soil salt. The experiment results showed that when there was clay interlayer existed in the soil, soil water and salt could be hindered evidently. In upper soil layers (0–40 cm), the content of soil water and salt increased with increasing salinity. In bottom layers (80–120 cm), however, the content of soil water and salt had less relationship with salinity of water. The maximum rate of salt accumulation in 0–70 cm soil layers was 65.7% after leaching in winter and soil salt was partly detained in upper soil layers. The salinity prediction showed that there were soil salinization trends for 4 g/L and 5 g/L treatments after irrigating continuously for 5 years. Long term irrigation with saline water of the salinity higher than 3 g/L was not feasible in soil with clay interlayer and does serious harm to soil environment seriously.

Key words: soil moisture, salts, irrigation, HYDRUS