

灌水量对包气带水分运移与滞留影响过程研究

刘秀花^{1,2}, 王蕊¹

(1. 长安大学环境科学与工程学院, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室, 陕西 西安 710054)

摘要: 包气带水是支持植被生长的关键因子,也是联系地表水与地下水、以及补给地下水的重要水源,为了了解地表灌溉量和历时对包气带水分运移和滞留过程的影响,在陕西省泾惠渠试验站开展了夏玉米和冬小麦畦灌试验,应用实测数据和 Hydrus-1D 模型模拟包气带 0~6 m 土壤水分运移滞留过程,并对其水平衡进行定量分析计算,结果表明:不同的灌水量、进水流量和灌溉历时会引起明显土壤水分运移滞留变化。夏玉米模拟期采用大流量、快速灌溉,剖面底部的渗漏量大,占地表总入水量的 24.88%;冬小麦模拟期灌溉流量小、历时长,底部渗漏量小,占地表灌溉量的 2.29%;夏玉米试验期内蒸发蒸腾量大于冬小麦,分别占地表总入水量的 32.32% 和 27.33%, 棵间蒸发量占蒸发蒸腾量的比例分别为 18.15% 和 16.92%;夏玉米与冬小麦试验期内包气带土壤水分滞留比例分别为 42.8% 和 70.38%,灌溉进水流量和历时是控制包气带水分滞留和进入地下水的因素。

关键词: 畦灌;水分运移与滞留;HYDRUS-1D 模型;土壤水分平衡;渗漏;蒸发;蒸腾

中图分类号: S274.1 文献标志码: A

Research on impact process of irrigation amount on moisture migration and retention in vadose zone

LIU Xiu-hua^{1,2}, WANG Rui¹

(1. College of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710054, China;

2. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effect in Arid Region of Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710054, China)

Abstract: In vadose zone, soil water is the key factor supporting vegetation growth, the connection between surface water and groundwater, and the important water source for groundwater recharge. In order to understand the impact process of moisture migration and retention by surface irrigation amount and duration in the vadose zone, field irrigation experiments were conducted on the summer corn and winter wheat in the Jinghuiqu Experimental Station. By sample collection and moisture determination using Hydrus-1D model, the process of soil moisture migration and retention at underground 0~6 m depth was simulated, and the water balance was analyzed quantitatively. The results showed that different irrigation amounts, influent flows, and durations caused obvious changes of soil moisture migration and retention in the vadose zone. In the corn test, big influent flow and rapid irrigation were adopted, and there were large amount of seepage at the bottom of boundary, accounted for 24.88% of the total infiltrated water. In the winter wheat test, small irrigation flow and long duration were used and the leakage quantity at the bottom was small, accounted for 2.29% of the surface irrigation quantity. The winter wheat test had a much longer moisture retention time than the corn one. The evapotranspiration during summer corn experiment period was greater than that during the winter wheat, accounted for 32.32% and 27.33% of the infiltrated water, respectively, and 18.15% and 16.92% of the evapotranspiration, respectively. The soil water retention ratios during the summer corn and winter wheat experiment periods were 42.8% and 70.38%, respectively. Thus, this indicates that in vadose zone the irrigation influent flow and duration time are the key factors leading the soil water retention and entry into the groundwater.

Keywords: border irrigation; moisture migration and retention; Hydrus-1D model; soil water balance; leakage; evaporation; transpiration

收稿日期: 2015-10-18

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41273104); 陕西省自然科学基金(2012K12-03-06); 高等学校学科创新引智计划(111 计划)资助项目(B08039)

作者简介: 刘秀花(1968—), 教授, 硕士生导师, 主要从事水文地球化学研究。E-mail: liuxh68@chd.edu.cn。

包气带是位于地表以下、潜水面毛细带以上的地质介质,是地下水的天然屏障,也是地表、土壤污染物进入地下水的通道。联系地表水与地下水的包气带水是支持地表植被生长和改变包气带水文生态环境的关键因子,也是补给地下水的重要水源。在干旱、半干旱地区,包气带土壤水是农作物生存和生长的最大限制因子,农业生产活动中必不可少的基本条件。因此,研究包气带土壤水的动态特征对于农业节水和地下水资源评价与保护都具有重要意义。

自从 Philip 1966 年首次对土壤-植物-大气连续体 (Soil-Plant-Atmosphere Continuum) 概念的提出^[1]以来,国内外学者对包气带耕作层水分的定量模拟作了大量研究。康绍忠^[2]研究了土壤-植物-大气连续体 (SPAC) 中的势场与水势分布、水流阻力与水容的组成和量级, SPAC 中的水流通量计算, SPAC 中水分传输动力学模拟模型及水分传输动力学在农田节水灌溉和田间水量转化与水量平衡研究中的应用等问题;刘昌明等^[3]侧重探讨了蒸发与蒸腾的过程及其定量,包括 (SPAC) 综合模型、各种蒸散发参数的确定、作物蒸腾量的确定、棵间土壤表面蒸发量的确定、以及用实际观测资料进行验算得出比较符合实测过程的蒸发和蒸腾计算结果;朱首军^[4]应用土壤水动力学方法对渭北旱塬农林复合系统水量平衡要素的变化规律进行了试验研究;毕经纬等^[5]应用 HYDRUS-1D 模型对黄淮海平原典型土壤中土壤水渗漏动态进行了模拟分析;刘玉春等^[6]建立了层状土壤条件下地下滴灌水氮运移模型等,通过室内土柱模拟或耕作层田间实测分析水分在土壤剖面中的运移获得了大量研究成果。然而,对于揭示包气带深层土壤水分收支平衡、地下水-土壤-植物-大气连续体系统内各项水分的动态特征的研究需进一步深入。因此,结合实际农业生产需求,本文通过给定不同灌溉条件,探讨灌溉量与进水量对水分运移与滞留的影响,研究包气带水分含量时空变化动态特征,并结合 Hydrus-1D 模拟以及水量平衡原理,分析土水势和土壤导水率对水分运移与滞留的影响,获得相应的深层渗漏量、潜在与实际地表蒸发、蒸腾量、滞留量,为指导关中地区的农田灌溉、正确评价其水资源提供依据。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

本次实验地选在陕西省泾惠渠试验站农田,位于关中平原中部,土地肥沃,水利条件较好。冬季干

燥寒冷,雨量稀少,蒸发作用较强烈;夏季炎热,雨量大而集中,属于大陆性半干旱气候。多年平均降雨量 533.2 mm,7—9 月降水量占年降水量的 50%~60%。年平均气温 13.6℃,最高气温 42℃(1966 年),最低气温 -24℃(1955 年),年日照时数 1 915 h,无霜期 215 d;年蒸发量 1 212 mm。

1.2 田间试验

选择试验站农田 189 m² 作为实验模拟区域,供试土壤为粉质粘土,试验时间为 2013 年 7 月 28 日至 8 月 7 日夏玉米种植期和 2014 年 3 月 29 日至 4 月 8 日冬小麦种植期,玉米和小麦灌水量分别为 2100、1400 m³·hm⁻²,灌水试验采用畦灌方式。

实验区整理出深 6 m 的土壤剖面,分别在 10、20、40、70、100、150、250、300、400、600 cm 深度安装 10 个 Hydra Probe II (SDI-12) 自动检测探头,实时监测各土层深度的土壤体积含水率、温度和电导率。在整理剖面的同时,用环刀在相应深度采集土壤样品,分析容重、孔隙比、孔隙度以及粒径组成等指标。灌溉试验周期内气象资料由站内测得。

1.3 模型建立

1.3.1 水分运动方程 水分检测传感器位于试验地的中心位置,所以本次模拟水分下渗主要为垂向,忽略水平和侧向水流运动,仅考虑一维垂向运移。取地表为坐标原点,向下为正。假定土壤介质和水均不可压缩,则水分运动模型为^[7]:

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

式中, θ 为体积水分含量 (cm³·cm⁻³); $D_w(\theta)$ 为非饱和和土壤水分扩散度 (cm²·d⁻¹); $K(\theta)$ 为非饱和土壤导水率 (cm·d⁻¹); $S(z, t)$ 为单位时间单位体积土壤中根系吸水率 (cm³·cm⁻³·d⁻¹); t 为时间 (d); z 为土壤深度 (cm)。

1.3.2 作物根系吸水模式 采用 Feddes 函数^[8]来计算根系的实际吸水量:

$$S = \partial(h, z) S_p \quad (2)$$

其中:

$$S_p = \beta_z T_p \quad (3)$$

式中, S 为根系实际吸水量, S_p 为潜在根系吸水量, $\partial(h, z)$ 为水分胁迫函数, h 为土壤基质势, β_z 为根系吸水分布函数 (cm⁻¹), T_p 为作物潜在蒸腾量 (cm·d⁻¹), 如不计作物本身贮水, 作物实际蒸腾量为根系实际吸水量。

1.3.3 作物蒸散量的确定 根据试验期站内气象资料,应用 Penman-Monteith 公式计算每天的参考作物潜在蒸散量 ET_0 ^[9]:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4)$$

式中, ET_0 为参考作物潜在蒸散量($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), R_n 为净辐射($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), G 为土壤热通量($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), γ 为湿度计常数, T 为 2 m 高度日平均气温($^{\circ}\text{C}$), u_2 为 2 m 高度处风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s 、 e_a 为饱和水汽压和实际水汽压(kPa), Δ 为饱和水汽压曲线斜率($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

参考作物潜在蒸散量 ET_0 乘以最大作物系数 K_c 即得作物潜在蒸散量 ET_p ^[10], 其表达式为:

$$ET_p = K_c \times ET_0 \quad (5)$$

利用有效叶面积指数(LAI) 将作物潜在蒸散量 ET_p 划分为潜在土壤蒸发 E_p 和潜在作物蒸腾 T_p ^[11-12], 其表达式为:

$$T_p = ET_p(1 - e^{-kLAI}) \quad (6)$$

$$E_p = ET_p e^{-kLAI} \quad (7)$$

式中, E_p 为潜在土壤蒸发, T_p 为潜在作物蒸腾, k 为消光系数(取 0.463), 表征太阳光的衰减程度。

实际土壤蒸发 E_a 计算采用^[13]:

$$E_a = \begin{cases} E_p & \theta > \theta_t \\ E_p \frac{(\theta - 1/3\theta_r)}{(\theta_t - 1/3\theta_r)} & 1/3\theta_r < \theta < \theta_t \\ 0 & \theta < 1/3\theta_r \end{cases} \quad (8)$$

式中, θ_t 为田间持水量($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), θ_r 为萎蔫含水量($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), $1/3\theta_r$ 为蒸发完全停止时的土壤含水量。

1.3.4 边界条件 试验地地下水位埋深为 15~16 m, 地表地势平坦, 外围有畦, 上边界给定为地表大气边界可积水条件, 受降水、蒸发、灌溉和蒸腾等随时间变化, 叶面拦截雨量忽略不计; 通过分析 1 年多灌溉、地表降雨、蒸发作用, 6 m 处土壤含水量响应变化不大, 同时包气带质地组成变化小, 故将下边界选定为 6 m、自由排水边界。

2 结果与分析

2.1 包气带土壤水力参数确定

根据水分检测深度, 将土壤自上而下划分为 10 层, 依据土壤实测的容重、粒径等参数, 应用 RETC 模型和实测水分数据反求拟合, 计算出各土层的水力参数, 见表 1。

表 1 拟合后的各土层水力参数值

Table 1 The fitting hydraulic parameter values in each soil layer

| 土层 Layer | 深度/cm Depth | 土壤水力参数 Soil hydraulic parameters | | | | | |
|-------------|----------------|----------------------------------|------------|----------|------|-------|-----|
| | | θ_r | θ_s | α | n | K_s | l |
| 1 | 0~10 | 0.086 | 0.489 | 0.0080 | 1.13 | 15.83 | 0.5 |
| 2 | 0~20 | 0.081 | 0.441 | 0.0100 | 1.86 | 18.87 | 0.5 |
| 3 | 20~40 | 0.094 | 0.469 | 0.0094 | 1.71 | 11.10 | 0.5 |
| 4 | 40~70 | 0.093 | 0.480 | 0.0101 | 1.62 | 12.18 | 0.5 |
| 5 | 70~100 | 0.093 | 0.488 | 0.0096 | 1.39 | 17.34 | 0.5 |
| 6 | 100~150 | 0.078 | 0.478 | 0.0069 | 1.28 | 23.19 | 0.5 |
| 7 | 150~250 | 0.084 | 0.471 | 0.0066 | 1.55 | 11.66 | 0.5 |
| 8 | 250~300 | 0.096 | 0.494 | 0.0077 | 1.38 | 19.29 | 0.5 |
| 9 | 300~400 | 0.080 | 0.450 | 0.0070 | 1.64 | 15.30 | 0.5 |
| 10 | 400~600 | 0.077 | 0.440 | 0.0068 | 1.86 | 16.88 | 0.5 |

注: θ_r 为土壤萎蔫含水量($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), θ_s 为土壤饱和含水量($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), α 、 n 为水力特征曲线的形状参数, l 为孔隙连通性, K_s 为饱和渗透系数($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$)。

Note: Where θ_r is the residual water content ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), θ_s is the saturated water content ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), α and n are shape parameters, l is a pore connectivity parameter, and K_s is the saturated hydraulic conductivity($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$).

2.2 模型的可靠性验证

根据公式(1)~(8), 模拟计算不同深度的土壤水分运移过程, 见图 1。由模拟值与实测值相关分析(Pearson 相关系数)和线性回归的 R^2 , 可知试验期内夏玉米(图 1(a), (b), (c))水分拟合程度普遍高于冬小麦(图 1(d), (e), (f))。原因是受土壤结构非

均值性的影响所致, 由于土壤参数样采于夏玉米试验钻孔中, 冬小麦试验取样孔距夏玉米 1.2 m, 而模拟计算采用同一组水力参数, 所以对冬小麦水分模拟结果产生一定影响。而各时间模拟与实测值绝对相关系数 R^2 夏玉米在 0.874~0.90 之间, 冬小麦介于 0.727~0.852 之间, 表明模拟结果能较准确反映

实测情况。

2.3 土壤水分响应过程

在灌溉、降水和蒸发蒸腾的综合作用下,引起土

壤剖面含水量的明显变化。图2为夏玉米和冬小麦生长试验期内土壤含水量在空间上的动态变化特征。

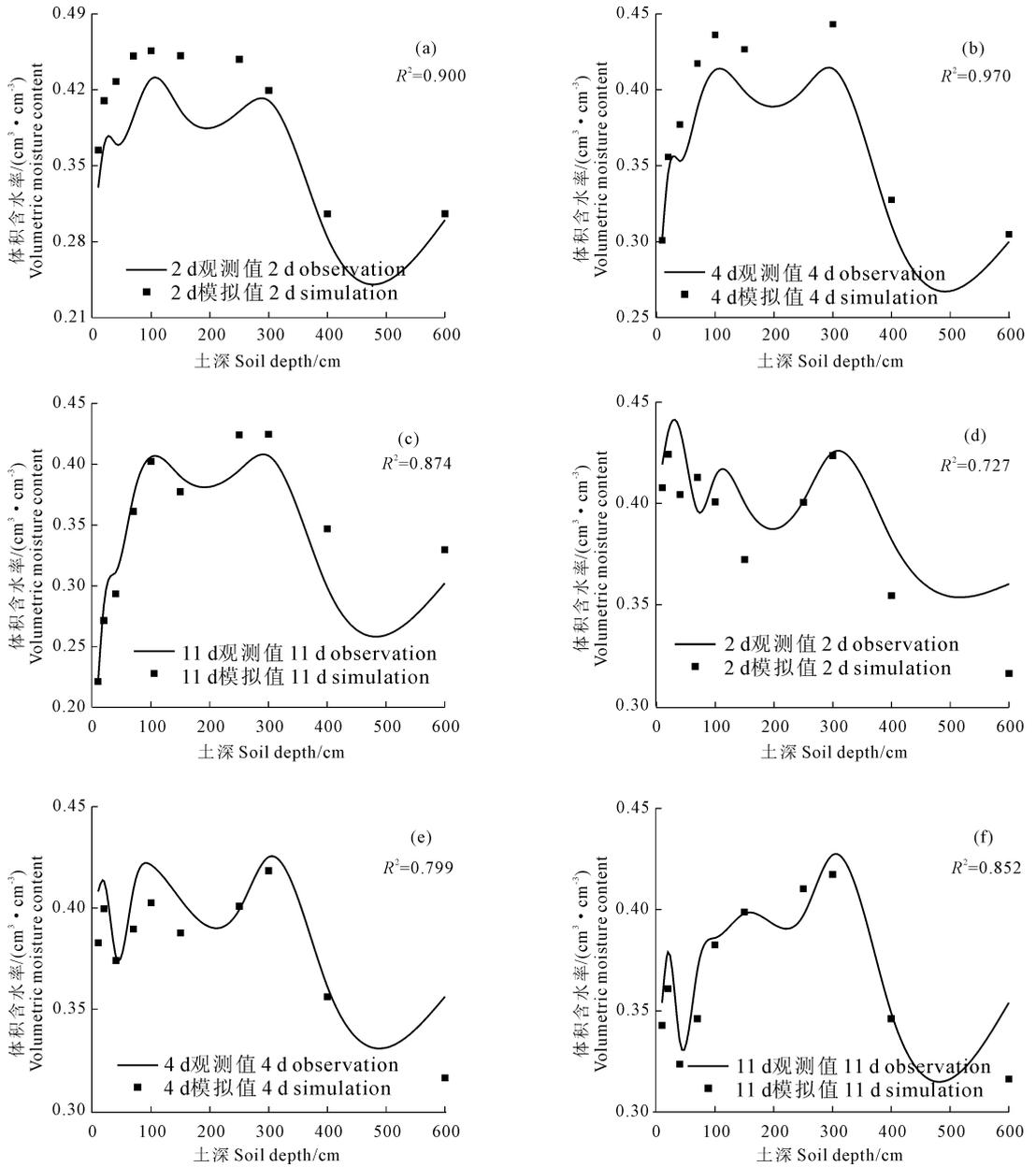


图1 夏玉米(a,b,c),冬小麦(d,e,f)试验期内土壤水分的模拟值与实测值比较

Fig.1 The simulated and the measured values of soil moisture in summer corn(a,b,c) and winter wheat(d,e,f) in experiment period

由图2(a)可见:夏玉米试验期内,0~100 cm剖面上土壤含水量随深度的增加而由低变高,这是由于玉米根系主要分布于这一土壤层内,根系吸水量大,同时夏日温度较高、日照充足,表层土壤由于蒸发量较大而含水量较低;100~300 cm内含水量较为稳定,变化较小,受地表和作物吸水影响微弱;在200 cm处出现一个凹面,是150 cm处土壤饱和和渗透

系数较大,导水性较好所致;由于250、300 cm处土壤饱和和渗透系数均小于150 cm处,在200~300 cm处土壤含水量呈上升趋势,出现水分滞留;在300~600 cm内,土壤含水量急剧下降,这一土壤层内土壤导水性良好,残余含水量随深度而减小,同时由于底部自由排水,故产生这一趋势,而在500 cm处产生的凹面,可能是土壤导水性所致。

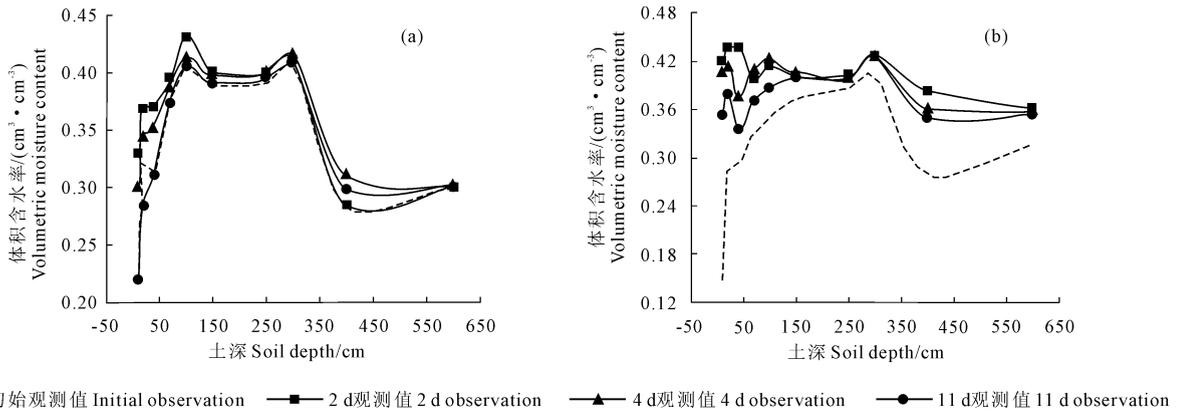


图 2 夏玉米(a)、冬小麦(b)试验期不同时间土壤含水量动态变化

Fig.2 Soil moisture dynamic of summer corn (a) and winter wheat (b) during the experiment periods

与夏玉米相比,冬小麦试验期内,0~100 cm 剖面内土壤含水量变化比较复杂,见图 2(b),其变化趋势为先升高再下降后又升高。第一天灌溉后,土壤含水量急剧增强,因期间温度较低,根系分布浅,叶面积指数小,从而蒸发蒸腾量较小,致使浅层土壤含水量明显高于夏玉米试验期灌溉后第一天;同时,小麦根系主要分布于 20~50 cm 处,所以这一层水分出现下降趋势,且在 50 cm 处产生一个凹面;100

~600 cm 剖面内,土壤水分变化趋势与夏玉米相似,但含水量高,产生明显的水分滞留。

对比图 2(a)、(b) 两实验期土壤初始含水量可知:除 100~150 cm 水分分布不同外,其余剖面土壤含水量分布规律相似。由于前期降雨,在 0~200 cm 土壤内,实验期前夏玉米土壤含水率略高于冬小麦,而 200~600 cm 土壤层中,两实验期土壤含水量相近。

表 2 夏玉米与冬小麦试验期灌溉后土壤含水量涨幅变化

Table 2 The increases of soil water content after irrigation during summer corn and winter wheat experiment periods

| 土深/cm Depth | 夏玉米试验期灌后涨幅/($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) Increased soil water content of summer corn | | | 冬小麦试验期灌后涨幅/($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) Increased soil water content of winter wheat | | |
|----------------|--|--------|--------|---|-------|-------|
| | 2 d | 4 d | 11 d | 2 d | 4 d | 11 d |
| 10 | 0.090 | 0.062 | -0.020 | 0.271 | 0.260 | 0.205 |
| 20 | 0.051 | 0.027 | -0.034 | 0.157 | 0.135 | 0.100 |
| 40 | 0.058 | 0.041 | -0.001 | 0.143 | 0.083 | 0.041 |
| 70 | 0.022 | 0.015 | 0.000 | 0.069 | 0.082 | 0.042 |
| 100 | 0.027 | 0.010 | 0.003 | 0.064 | 0.072 | 0.036 |
| 150 | 0.010 | 0.008 | -0.001 | 0.028 | 0.032 | 0.025 |
| 250 | 0.010 | 0.010 | 0.005 | 0.016 | 0.014 | 0.011 |
| 300 | 0.004 | 0.008 | 0.001 | 0.027 | 0.027 | 0.028 |
| 400 | -0.001 | 0.026 | 0.014 | 0.104 | 0.083 | 0.070 |
| 600 | -0.001 | -0.001 | 0.001 | 0.046 | 0.042 | 0.039 |

在包气带水分对灌溉的响应时间上,夏玉米试验期内,0~150 cm 土壤含水量响应为灌溉后第 2 天 > 第 4 天 > 第 11 天,该层土壤含水量在时间上的变化是灌溉活动在表层土壤上的直观反映。由表 2 可知,两试验期灌后第 2 天土壤含水量都增加,涨幅在表层土壤最大并随土层加深而减小,冬小麦实验期内灌前与灌后最大涨幅达 $0.271 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$,夏玉米最大涨幅为 $0.09 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

夏玉米相邻两次观测值之间差距较小,可能是

由于灌水试验采用大流量、快速的方式,灌水强度超过表层土壤的入渗能力,并在地表形成积水层(目测 5 cm);同时 0~150 cm 内根系吸水和蒸发蒸腾作用强烈,含水量相近并随时间增大而减少;300~600 cm 土壤含水量变化为灌溉后第 4 天 > 第 11 天 > 第 2 天,灌溉后第 4 天 300 cm 水分有响应,土壤含水量在第 11 天时大致恢复到灌前水平,表明夏季土壤水分消耗速率较快、需水量较大,水分滞留量较小。

而在冬小麦试验期内,其土壤含水量变化大致

表现为第2天 > 第4天 > 第11天 > 灌溉前第1天, 灌水后深层土壤的含水率持续增加时间长, 皆大于灌溉前土壤含水量。不同深度含水率变化幅度较大, 其中灌水前与灌水后第二天浅层(0~70 cm)以及深层土壤(400~500 cm)的含水率变化幅度差距最为明显。其原因可能是小麦灌水试验单位流量较

小, 历时长(8 h), 同时因温度较低, 蒸发蒸腾作用较弱, 所以土壤剖面的含水率变化幅度大。由表2可知在整个冬小麦实验期, 灌后土壤含水量均大于灌溉前, 包气带水分的响应时间长, 发生水分滞留, 尤其在300 cm以下滞留明显。

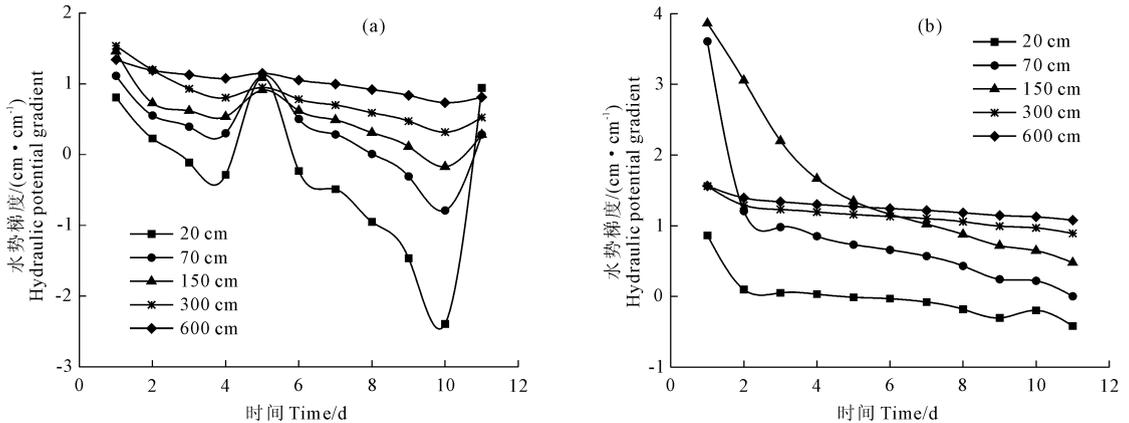


图3 夏玉米(a)、冬小麦(b)试验期水势梯度变化

Fig.3 The water potential gradients of summer corn (a) and winter wheat (b) during the experiment periods

灌后包气带水势变化特征见图3, 图3(a)表明: 夏玉米表层土壤在灌溉和降雨的补给下, 水分由上而下运动, 属于入渗型, 而进水流量较小的降雨更易入渗; 在没有水分补给时, 水头梯度减小至负值, 此时水分由下而上运动, 属于蒸发型。试验期内深层土壤水势梯度变化较大, 水分皆由上而下运动。由图3(b)可知, 冬小麦在70~150 cm土壤吸水能力较强, 且到第6天150 cm处土壤仍有, 表明进水流量较小, 历时长使灌溉水更易入渗, 对灌溉水的持续响应时间长。

上述现象表明, 灌水量、灌溉进水流量、灌溉历时、以及地表积水灌溉、作物的蒸发和蒸腾都会影响包气带水分的运移和滞留过程, 从根层以下深度看, 灌溉量与灌溉流量是决定水分深部运移的关键因素, 灌溉历时长、灌溉进水流量低, 灌溉水充分入渗, 灌溉更有效, 水分在包气带滞留响应时间长。

2.4 土壤水分收支平衡

应用水量平衡方程计算土体内土壤水储量的变化, 表3、表4分别表示夏玉米和冬小麦试验期内土壤水分收支平衡计算结果。水量平衡方程^[14]可表示为:

$$\Delta W = P + I - ET_a - D_{600} \quad (9)$$

式中, ΔW 为600 cm土体内土壤水储量的变化(mm); P 为降水量(mm); I 为灌溉量(mm); ET_a 为实际蒸散量(mm); D_{600} 为计算时段内600 cm深处土壤

水渗漏量(mm)。

根据田间观测数据计算600 cm土体内土壤水储量的变化, 与HYDRUS-1D模型计算结果比较可知, 两种方法计算的土壤水储量的变化值非常接近, 这进一步证明HYDRUS-1D模型计算土壤水渗漏量的可靠性, 模型选用的参数较准确。

两次试验各层的初始含水量值变化不大, 由于灌水总量不同, 所以采用百分比比较。对比表3、表4得: 夏玉米模拟期剖面底部下边界每日渗漏量较大, 最大达7.96 mm, 渗漏量占地表总入水量的24.88%; 而冬小麦底部每日渗漏量较小, 最大为0.297 mm, 渗漏量占地表总入水量的2.29%。夏玉米和冬小麦试验期蒸发蒸腾量占地表总入水量的比例分别为32.32%和27.33%, 棵间蒸发量占蒸发蒸腾量的比例分别为18.15%和16.92%, 土壤水分滞留比例分别为42.8%和70.38%。表明冬小麦蒸发蒸腾量及底部渗漏量皆小于夏玉米, 而水分滞留量远远大于夏玉米, 且水分滞留时间长, 表明灌水量和进水流量对水分下移和滞留有明显的影响。

3 结论

1) 夏玉米与冬小麦的底部渗漏量占地表总入水量分别为24.88%、2.29%, 土壤水分滞留比例分别为42.8%和70.38%, 表明灌溉历时长、灌溉进水流量低, 灌溉水充分入渗, 灌溉更有效, 水分在包气带滞留时间长, 下渗量小, 对地下水的补给比例小,

同时灌水量和历时可使土壤含水量对作物产生胁迫作用。

表 3 夏玉米试验期内土壤水分收支平衡计算结果/(mm·d⁻¹)

Table 3 The balance calculation of soil water during summer corn experiment periods

| 时间 Time/d | 灌溉量 + 降水量 Irrigation and precipitation | 实际/潜在蒸发量 Actual/potential evaporation | 实际蒸腾量 Actual transpiration | 潜在蒸腾量 Potential transpiration | 底部渗漏量 Leakage | 模拟 Simulation ΔW | 计算 Calculation ΔW |
|--------------|--|---|----------------------------------|-------------------------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| 1 | 214 | -1.35 | -0.18 | -5.78 | -4.48 | 183.7 | 207.99 |
| 2 | 4.3 | -0.56 | -2.49 | -2.49 | -4.52 | 19.9 | -3.27 |
| 3 | 0 | -0.93 | -4.23 | -4.23 | -4.48 | -9.3 | -9.64 |
| 4 | 0 | -1.36 | -6.37 | -6.37 | -4.44 | -11.5 | -12.18 |
| 5 | 11.2 | -1.07 | -5.15 | -5.15 | -4.41 | 0.6 | 0.57 |
| 6 | 0 | -0.99 | -4.86 | -4.86 | -4.46 | -10.4 | -10.31 |
| 7 | 0 | -1.27 | -6.35 | -6.35 | -4.64 | -11.4 | -12.26 |
| 8 | 0 | -1.60 | -8.12 | -8.12 | -5.24 | -13.9 | -14.96 |
| 9 | 0 | -1.52 | -7.87 | -7.87 | -6.20 | -15.9 | -15.59 |
| 10 | 0 | -1.64 | -8.67 | -8.67 | -7.10 | -16.6 | -17.42 |
| 11 | 3.4 | -1.36 | -7.33 | -7.33 | -7.96 | -12.8 | -13.26 |
| 总计 | 232.9 | -13.66 | -61.62 | -67.21 | -57.94 | 102.4 | 99.68 |

注: + 表示流入, - 表示流出。下同。

Note: + inflow, - outflow. The same below.

表 4 冬小麦试验期内土壤水分收支平衡计算结果/(mm·d⁻¹)

Table 4 The balance calculation of soil water during winter wheat experiment periods

| 时间 Time/d | 灌溉量 + 降水量 Irrigation and precipitation | 实际/潜在蒸发量 Actual/potential evaporation | 实际蒸腾量 Actual transpiration | 潜在蒸腾量 Potential transpiration | 底部渗漏量 Leakage | 模拟 Simulation ΔW | 计算 Calculation ΔW |
|--------------|--|---|----------------------------------|-------------------------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| 1 | 141 | -0.84 | -2.63 | -4.06 | -0.295 | 132.8 | 137.23 |
| 2 | 0 | -0.45 | -2.20 | -2.20 | -0.296 | 0.2 | -2.94 |
| 3 | 0 | -0.50 | -2.48 | -2.48 | -0.297 | -3.2 | -3.27 |
| 4 | 0 | -0.35 | -1.78 | -1.78 | -0.296 | -2.8 | -2.43 |
| 5 | 0 | -0.44 | -2.25 | -2.25 | -0.296 | -2.8 | -2.99 |
| 6 | 0 | -0.40 | -2.07 | -2.07 | -0.295 | -2.9 | -2.77 |
| 7 | 0 | -0.51 | -2.64 | -2.64 | -0.293 | -2.9 | -3.44 |
| 8 | 0 | -0.76 | -3.95 | -3.95 | -0.292 | -3.7 | -4.99 |
| 9 | 0 | -0.94 | -4.97 | -4.97 | -0.290 | -5.2 | -6.21 |
| 10 | 0.1 | -0.48 | -2.58 | -2.58 | -0.288 | -3.2 | -3.25 |
| 11 | 0 | -0.84 | -4.50 | -4.50 | -0.287 | -5.2 | -5.63 |
| 总计 | 141.1 | -6.53 | -32.04 | -33.47 | -3.22 | 101.1 | 99.31 |

2) 夏玉米和冬小麦试验期内蒸发蒸腾量占地表总入水量的比例分别为 32.32% 和 27.33%, 棵间蒸发量占蒸发蒸腾量的比例分别为 18.15% 和 16.92%, 夏玉米蒸发蒸腾量大于冬小麦, 温度、湿度以及作物根系和叶面积都影响着蒸发蒸腾量。

3) 本次试验表明, 不同的地表灌水流量和历时对包气带水分滞留与运移影响较大, 对地下水影响明显不同, 这些运移方式会对溶质在包气带的运移, 以及地下水环境产生影响。

参考文献:

- [1] Philp J R. Plant water relations: Some Physical aspects[J]. Annual Review of Plant Physiology, 1966, 17: 245-268.
- [2] 康绍忠. 土壤-植物-大气连续体水分传输动力学及其应用[J]. 力学与实践, 1993, 15(1): 11-19.
- [3] 刘昌明, 窦清晨. 土壤-植物-大气连续体模型中的蒸散发计算[J]. 水科学进展, 1992, (4): 255-263.
- [4] 朱首军. 渭北旱塬农林复合系统水量平衡要素变化规律的试验研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2001.

(下转第 274 页)

- and heat transport in frozen soil[J]. Vadose Zone Journal, 2004, 3(2): 693-704.
- [4] IPCC. Climate Change Synthesis Report[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 24-74.
- [5] CHENG H Y, WANG G X, HU H C, et al. The variation of soil temperature and water content of seasonal frozen soil with different vegetation coverage in the headwater region of the Yellow River[J]. China Environmental Geology, 2008, 54: 1755-1762.
- [6] 虎胆·吐马尔白, 弋鹏飞, 王一民, 等. 干旱区膜下滴灌棉田土壤盐分运移及累积特征研究[J]. 干旱地区农业研究, 2011, 29(5): 144-151.
- [7] 周和平, 王少丽, 姚新华, 等. 膜下滴灌土壤水盐定向迁移分布特征及排盐效应研究[J]. 水利学报, 2013, 44(11): 1380-1388.
- [8] 王春霞, 王全九, 刘建军, 等. 微咸水滴灌条件下土壤水盐分布特征试验研究[J]. 干旱地区农业研究, 2010, 28(6): 30-35.
- [9] 王毅, 王久生, 李爱卓. 微咸水膜下滴灌对绿洲棉田土壤水盐特征的影响[J]. 西北农业学报, 2011, 20(12): 158-162.
- [10] 虎胆·吐马尔白, 谷新保, 曹伟, 等. 不同年限棉田膜下滴灌水盐运移规律实验研究[J]. 新疆农业大学学报, 2009, 32(2): 72-77.
- [11] 李明思, 刘洪光, 郑旭荣. 长期膜下滴灌农田土壤盐分时空变化[J]. 农业工程学报, 2012, 28(22): 82-87.
- [12] 谭军利, 康跃虎, 焦艳平, 等. 不同种植年限覆膜滴灌盐碱地土壤盐离子分布特征[J]. 农业工程学报, 2008, 24(6): 59-63.
- [13] 靳志锋, 虎胆·吐马尔白, 牟洪臣, 等. 土壤冻融温度影响下棉田水盐运移规律[J]. 干旱区研究, 2013, 30(4): 623-627.
- [14] 方汝林. 土壤冻结、消融期水盐动态的初步研究[J]. 土壤学报, 1982, 19(2): 164-172.
- [15] 黄兴法, 曾德超. 冻结期土壤水盐热运动规律的数值模拟[J]. 北京农业工程大学学报, 1993, 13(3): 43-50.
- [16] 张殿发, 郑琦宏, 董志颖. 冻融条件下土壤中水盐运移机理探讨[J]. 水土保持通报, 2005, 25(6): 14-18.
- [17] 李瑞平, 史海滨, 赤江刚夫, 等. 冻融期气温与土壤水盐运移特征研究[J]. 农业工程学报, 2007, 23(4): 70-74.
- [18] 李瑞平, 史海滨, 付小军, 等. 干旱寒冷地区冻融期土壤水分和盐分的时空变异分析[J]. 灌溉排水学报, 2012, 31(3): 86-90.
- [19] 郑秀清, 樊贵盛. 土壤含水率对季节性冻土入渗特性影响的试验研究[J]. 农业工程学报, 2000, 16(6): 52-55.
- [20] 樊贵盛, 郑秀清, 潘光在. 地下水埋深对冻融土壤水分入渗特性影响的试验研究[J]. 水利学报, 1999, (3): 21-26.
- [21] 靳志锋, 虎胆·吐马尔白, 马合木江, 等. 积雪消融对北疆棉田土壤水盐运动的影响研究[J]. 新疆农业大学学报, 2013, 36(2): 169-172.
- [22] 李小昱, 雷廷武, 王为. 农田土壤特性的空间变异性及分形特征[J]. 干旱地区农业研究, 2000, 18(4): 61-65.
- [23] 徐英, 陈亚新, 周明耀. 不同时期农田土壤水分和盐分的空间变异性分析[J]. 灌溉排水学报, 2005, 24(3): 30-34.
- [24] 雷晓云, 申祥民, 李彦, 等. 滴灌方式下棉田土壤水分变异性研究[J]. 灌溉排水学报, 2009, 28(3): 9-11.
- [25] 王树仿, 缴锡云, 王维汉, 等. 膜下滴灌田间土壤水分时空变异规律研究[J]. 灌溉排水学报, 2009, 28(5): 34-37.
- [26] Sidorova V A, Zhukovskii E E, Lekomtsev P V, et al. Geostatistical analysis of the soil and crop parameters in a field experiment on precision agriculture[J]. Agricultural Chemistry and Soil Fertility, 2012, 45(8): 783-792.
- [27] Ehsan Sahebjalal. Application of geostatistical analysis for evaluating variation in groundwater characteristics[J]. World Applied Sciences Journal, 2012, 18(1): 135-141.
- [28] 徐英, 陈亚新. 土壤水盐特性空间变异的各向同性近似探讨[J]. 灌溉排水学报, 2003, 22(4): 14-24.
- [29] 李敏, 李毅, 曹伟, 等. 不同尺度网格膜下滴灌土壤水盐的空间变异性分析[J]. 水利学报, 2009, 40(10): 1210-1218.
- [30] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988.

(上接第 268 页)

- [5] 毕经伟, 张佳宝, 陈效民, 等. 应用 HYDRUS-1D 模型模拟农田土壤水渗漏及硝态氮淋失特征[J]. 生态与农村环境学报, 2004, (2): 28-32.
- [6] 刘玉春, 李久生. 层状土壤条件下地下滴灌水氮运移模型及应用[J]. 水利学报, 2012, (8): 898-905.
- [7] Simunek J M, Sejna T, van Genuchten M Th. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media[M]. Version 2.0. Riverside, California; Colorado School of Mines Publishers, 1998.
- [8] Feddes R A, Bresler E, Neuman S P. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems[J]. Water Resour Res, 1976, 10(6): 1199-1206.
- [9] Allen R G, Smith M, Perier A, et al. An update for the definition of reference evapotranspiration[J]. Journal of Environmental Science and Health Part A, 1994, 43: 1-35.
- [10] 北京农业大学农业气象专业. 农业气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1982.
- [11] 朱新军. 内蒙古李井灌区土壤水分运移及节水灌溉模式的研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2004.
- [12] Childs S W. Model of soil salinity effects on crop growth[J]. Soil Sci Soc Am, 1975, 39(4): 617-622.
- [13] 王石立. 冬小麦生长模式及其在干旱影响评估中的应用[J]. 应用气象学报, 1998, (1): 15-23.
- [14] 赵娜娜, 刘钰, 蔡甲冰. 夏玉米作物系数计算与耗水量研究[J]. 水利学报, 2010, (8): 953-959.