

引黄灌区包气带土壤水分运移及对地下水的补给

杨丽虎^{1,2}, 徐迎春^{1,3}, 马玉学⁴, 宋献方^{1,3},
赵志鹏⁵, 公亮⁴, 刘海燕⁴, 宋秋英⁶

(1.中国科学院 地理科学与资源研究所 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101; 2.中国科学院大学 中丹学院, 北京 101400; 3.中国科学院大学 资源与环境学院, 北京 101400; 4.宁夏回族自治区地质调查院, 银川 750021; 5.宁夏回族自治区水文环境地质勘察院, 银川 750011; 6.齐河县水利局, 山东 齐河 251100)

摘要:为了揭示干旱区灌区包气带水分运移规律及其对地下水的补给机制,以银川平原永宁灌区试验区为例,原位监测降雨、土壤水和地下水,采用零通量面法计算包气带的水量平衡,定量评估了土壤水与地下水的补给量。结果表明:(1)活跃层、次活跃层受降雨/灌溉水入渗、蒸发的影响最为明显。地下水受渠系渗漏影响7月初埋深最小,4月末和11月初埋深最大。(2)活跃层和次活跃层含水量增幅、初始入渗速率、持续时间和总渗漏量在灌溉模式均大于降雨模式,土壤蒸发量在两种模式下则表现相反。在灌溉量减少的情况下,由于地下水位抬升,深层渗漏量基本不变,但持续渗漏的时间增长。(3)研究时段土壤储水量增加了0.3 mm,入渗量为633.3 mm,蒸发量为285.6 mm,深层渗漏补给地下水量为434.4 mm,地下水补给土壤水为87.0 mm。包气带土壤水受持续降雨模式、灌溉模式和地下水位波动的影响,灌溉补给地下水占入渗量的68%,需要优化灌溉模式,提高灌溉水的利用效率。

关键词:包气带; 水分运移; 地下水补给; 引黄灌区; 银川平原

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2021)06-0168-07

Water Movement in the Unsaturated Zone and Groundwater Recharge in the Yellow River Irrigation Area

YANG Lihu^{1,2}, XU Yingchun^{1,3}, MA Yuxue⁴, SONG Xianfang^{1,3},
ZHAO Zhipeng⁵, GONG Liang⁴, LIU Haiyan⁴, SONG Qiuying⁶

(1.Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 2.Sino-Danish College, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 101400, China; 3.School of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 101400, China; 4.Ningxia Geological Survey Institute, Yinchuan 750021, China; 5.Institute of Hydrogeology and Environmental Geology of Ningxia, Yinchuan 750011, China; 6.Qihe Bureau of Water Resources, Qihe, Shandong 251100, China)

Abstract: In order to reveal the mechanism of water movement and groundwater recharge and provide theoretical basis for agricultural water resources management in arid area, Yongning experimental irrigation site in the Yinchuan Plain was taken as an example to monitor precipitation, soil water content, soil water potential and groundwater level. The zero flux plane method was used to calculate the water balance of the unsaturated zone. The relationship between soil water and groundwater recharge was evaluated. The results show that: (1) the soil moisture content and soil water potential in the active and sub-active layers extremely varied and were most obviously affected by rainfall/irrigation infiltration and evaporation; affected by the leakage of the irrigation canal system, the minimum groundwater depth was recorded in early July, and the maximum groundwater depth was observed in late April and early November; (2) the increase of soil water content in the active and sub-active layer, the initial infiltration rate, duration time and total leakage irrigation mode were all higher in the irrigation mode than those in the rainfall mode, however, this trend was the opposite of soil evaporation; While the groundwater level rose and the amount of irrigation infiltration decreased, the

收稿日期:2020-09-17

修回日期:2020-12-18

资助项目:国家重点研发计划(2019YFC1804803-02);宁夏地勘基金(HZ20170040-I)

第一作者:杨丽虎(1979—),男,河北阜平人,博士,高级工程师,主要从事水循环与水环境研究。E-mail:yanglihu@igsrr.ac.cn

deep leakage increased relatively; the duration of the deep layer leaking also increased compared with that while the groundwater level was lower; (3) during the study period, soil water storage increased by 0.3 mm, soil infiltration was 633.3 mm, evaporation was 285.6 mm, deep leakage was 434.4 mm, the recharge from groundwater was 347.4 mm. In general, the movement of soil moisture in the aerated zone was affected by continuous rainfall mode, irrigation mode and groundwater level fluctuations. The amount of groundwater recharge accounted for 68% of the total infiltration from precipitation or irrigation. It is necessary to optimize the irrigation mode and improve irrigation efficiency and water use efficiency.

Keywords: unsaturated zone; water movement; groundwater recharge; Yellow River Irrigation Area; Yinchuan Plain

包气带土壤水是联系地表水与地下水的纽带,在农业水资源的形成、转化和消耗过程中是不可缺少的部分,由于受降雨、灌溉、蒸发、地下水等因素的共同影响,土壤水在时间和空间上表现出不同的变化特征,了解土壤水分的动态特征对农业水文过程研究至关重要^[1-2]。

银川平原位于我国西北干旱地区,属引黄灌区,为了满足灌区作物生长,引用黄河水进行大水漫灌,大量灌溉水通过包气带入渗补给地下水,灌溉入渗成为地下水补给的重要组成部分,因此针对灌区的土壤水分运移过程及对地下水的补给研究便是迫切需要探究的方向。目前一些学者研究了银川平原地下水水位动态变化^[3]、同位素及水化学特征^[4-10]、补径排特征^[11-12]以及渠系渗漏对地下水的补给量^[13],而对于银川平原引黄灌区包气带的水分运移以及土壤水与地下水的补给关系关注较少。包气带土壤水分运移在地下水—土壤—植物—大气连续体中是重要的组成部分,其实质是降雨和灌溉水在土壤中的运动过程,这一运动过程决定了对地下水的入渗量,同时也影响着地下水通过毛管上升对包气带的补给程度^[14],分析研究土壤水分的运移及对地下水的补给情况,对节约水资源和维持灌区的良性发展具有重要的意义。

基于以上认识,本研究以银川平原永宁灌区试验区为例,建立包气带水分运移原位观测试验点,监测降雨、土壤水、地下水,分析包气带的水分运移特征,定量评估土壤水与地下水的补给量,期望为灌区的农业水资源管理提供理论依据。

1 试验区概况与研究方法

1.1 试验区概况

试验区位于银川市永宁县杨和镇观桥村种植园内(106°15'58"E,38°19'10"N),为河湖积平原的二级阶地,属典型的中温带大陆性干旱气候,根据中国气象数据网银川站 1951—2018 年的气象数据,试验区

多年平均气温 9.2℃,年平均降雨量 197.0 mm,多集中在 6—9 月,占全年降雨量的 70.66%,最大日降雨量为 46.9 mm,最大月降雨量 148.7 mm,年平均湿度为 56.1%,平均水面蒸发量(Φ20 cm)为 1 595.4 mm,多集中在 4—9 月,占全年蒸发量的 93.2%,最大月平均蒸发量 238 mm,平均气压为 890.7 hPa,日照时数是 2 896.2 h,无霜期平均 144~159 d,冻土深度 0.8~1.21 m。试验区土壤质地 130 cm 以上以壤土成分为主,130~270 cm 为粉砂质壤土。地下水埋深较浅,介于 2.3~4.3 m,主要消耗于潜水蒸发。

1.2 试验观测

为研究土壤水分的运移规律,本次试验在 2018 年 9 月在观桥村种植园试验田裸地安装仪器监测降雨、土壤水、地下水(图 1)。降雨采用上海气象仪器厂有限公司生产的 SL3-1 型翻斗式雨量传感器监测,测量精度为 0.1 mm,每 5 min 自动读取 1 次数据。土壤水监测深度为 20,30,50,70,100,150,200,270 cm 共 8 层,在 8 个土壤层安装了电测土壤水负压计(DLS-3 型,中国科学院地理科学与资源研究所)监测土壤水的基质势^[15]和 TDR 土壤水分传感器(TDR-310S,Acclima,USA)监测土壤水分,同时安装地下水位传感器(CYW11,星仪传感器制造有限公司,中国)监测地下水位动态变化,利用数据采集器每 30 min 读取 1 次土壤水和地下水数据。

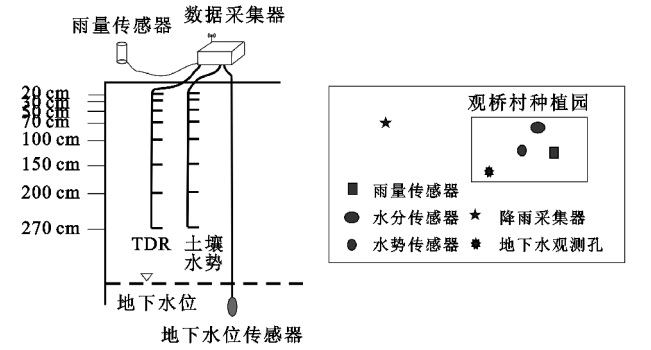


图 1 试验观测仪器分布

选择 2019 年 4—11 月为研究时间段,研究期内水面蒸发量(E-601B)为 927.5 mm,降雨量为 160.8

mm,日降雨量大于 10 mm 的天数共 5 d,分别为 6 月 15 日,6 月 25—27 日和 9 月 12 日(图 2),对试验区裸地进行了 8 次大水漫灌,灌溉日期为 5 月 1 日、5 月 25

日、7 月 2 日、7 月 14 日、8 月 3 日、8 月 16 日、8 月 30 日、11 月 10 日,对应的灌溉入渗量分别为:41.6,68.8,42.5,57.6,65.7,102.8,83.6,106.9 mm。

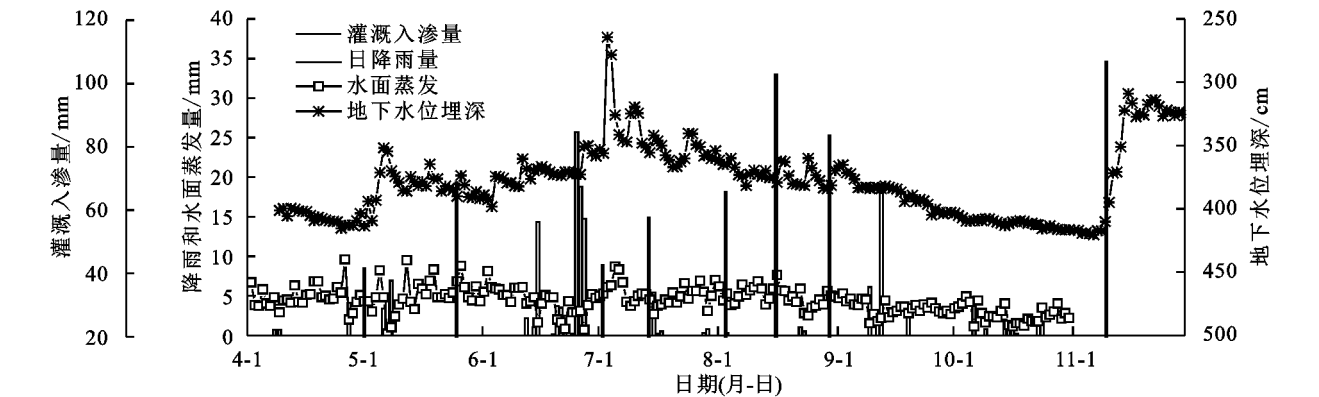


图 2 观测期降雨、水面蒸发量、地下水位埋深动态变化

1.3 数据处理方法

- (1) 土水势计算。选取地面为重力势零点,基质势与重力势之和得到土水势。
- (2) 水势梯度计算。

$$\Psi' = \frac{\Psi_2 - \Psi_1}{h_2 - h_1} \tag{1}$$

式中: Ψ_2 为土壤相邻两层下层土水势(kPa); Ψ_1 为土壤相邻两层上层土水势(kPa); h_2 为土壤相邻两层下层的深度(cm); h_1 为土壤相邻两层上层的深度(cm); Ψ' 为土壤相邻两层间的垂向土水势梯度(kPa/cm),正值代表土壤水分向上运移,负值代表土壤水分向下运移。

(3) 水量平衡计算。取单位面积的包气带柱体作为水量平衡计算单元,上界面为地表,下界面选为 270 cm 处,土壤水量的输入项包括扣除地表径流和蒸发后的净雨量、灌溉水量、侧向补给、深层补给,土壤水量的输出项包括蒸发、侧向排泄、深层渗漏以及植物的蒸腾量。由于平原区土壤水水平流动十分微弱,故不考虑侧向补给和排泄,试验区为裸地,也不考虑植物的蒸腾量。由此得到包气带水量

平衡模型如下:

$$\Delta W = P + I - E - D_d + D_u \tag{2}$$

式中: ΔW 为水量变化量; P 为降雨入渗量; I 为灌溉入渗量; E 为土壤蒸发量; D_d 为深层渗漏量; D_u 为地下水补给量。其中灌溉入渗量 I 、降雨入渗量 P 、土壤蒸发量 E 、深层渗漏量 D_d 和深层补给量 D_d 采用零通量面法计算^[16]。

$$q(z_1) - q(z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \tag{3}$$

式中: $q(z_1)$ 、 $q(z_2)$ 为通过 z_1 、 z_2 断面的土壤水分通量; θ 为土壤含水量。

2 结果与分析

2.1 土壤含水量的垂向分布特征

表 1 是观测期间不同深度土壤含水量的统计值。从地表到 270 cm 土壤含水量介于 0.078~0.478 cm³/cm³,标准差和变异系数随着土层深度的增加,均有减小趋势,根据标准差和变异系数将土层分为活跃层(0—20 cm)、次活跃层(20—50 cm)、过渡层(50—150 cm)和相对稳定层(150—270 cm)。

表 1 不同深度土壤水分标准差及变异系数

土层深度/cm	0—20	20—30	30—50	50—70	70—100	100—150	150—200	200—270
平均值/(cm ³ ·cm ⁻³)	0.226	0.248	0.300	0.286	0.305	0.359	0.365	0.370
标准差	0.050	0.042	0.032	0.020	0.017	0.015	0.008	0.007
变异系数	0.221	0.174	0.108	0.067	0.053	0.042	0.022	0.019

图 3A—B 为试验区不同深度土壤水含量的动态变化。活跃层、次活跃层土壤含水量从 0.152~0.258 cm³/cm³增加到 0.381 cm³/cm³,各深度随时间的变幅为 0.072~0.182 cm³/cm³。过渡层和相对稳定层土壤含水量随时间的变化相对于活跃层和次活跃层较小,各深度变幅为 0.007~0.067 cm³/cm³,并且随着深度的增加,变幅逐渐降低。

土壤含水量在季节变化上主要受降雨、灌溉和气候变化的影响,以活跃层、次活跃层为例,将土壤水分变化分为增失交替期(4—9 月底)、相对稳定期(10—11 月中旬)、秋季灌溉后缓慢下降期(11 月中旬以后)。增失交替期气温升高,降雨频次增加,灌溉增加,但蒸发强烈,此时期占全年蒸发量的 73%,土壤含水量波动变化。例如:7 月 2 日土壤受灌溉影响,

表层土壤水分急剧上升,增幅为 $0.282\text{ cm}^3/\text{cm}^3$,灌溉 6 d 后含水量降幅为 $0.243\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 。相对稳定期平均气温偏低,降雨量为年降雨量的 9.4%,活跃层土

壤平均含水量为 $0.231\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 。11 月中旬秋季灌溉以后土壤水分出现持续的蒸发,无其他水分来源,土壤水分含量逐渐减少。

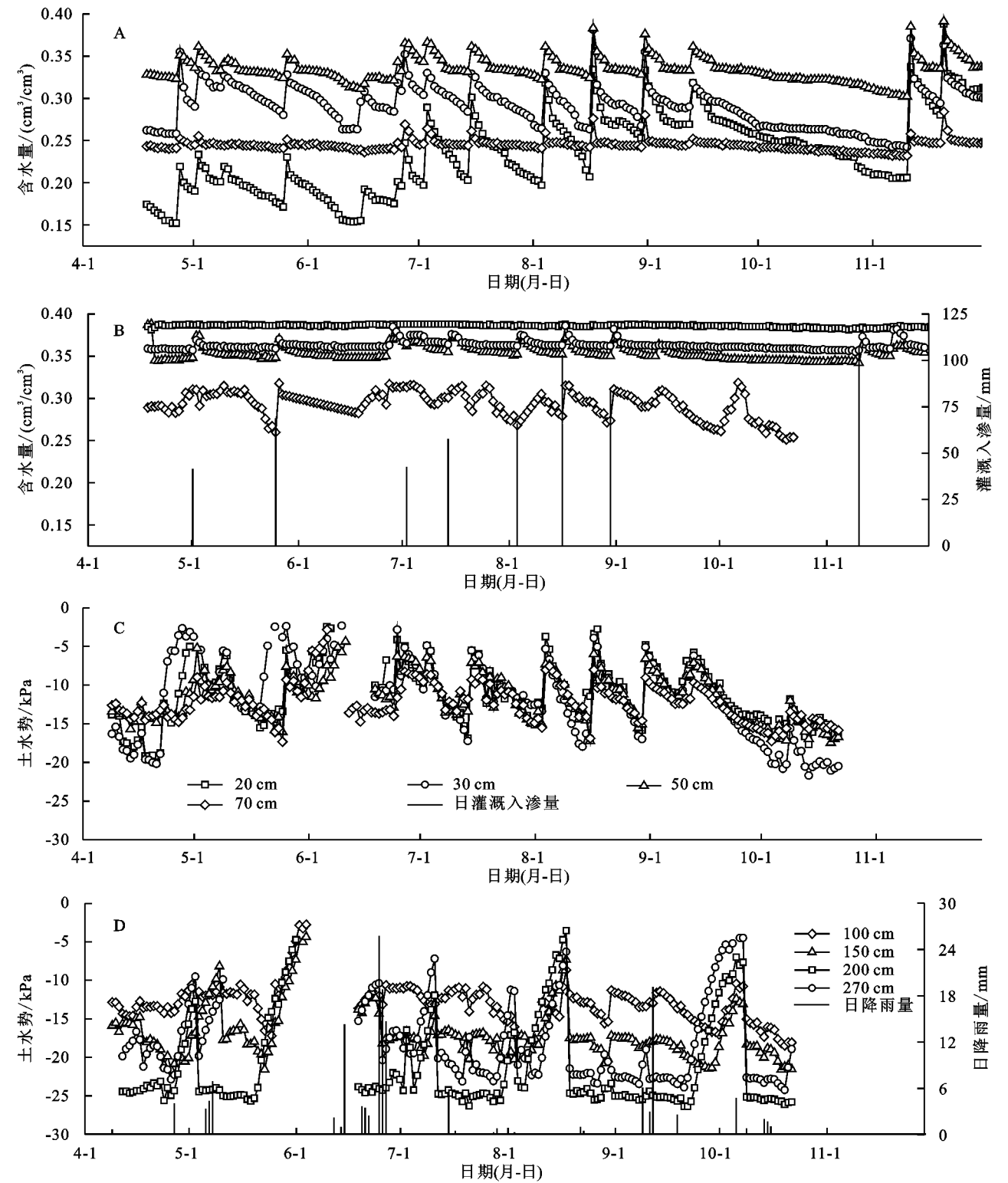


图3 不同深度土壤水分含水量和土水势动态变化特征

2.2 土水势的动态变化规律

利用公式(1)计算观测期土水势梯度,统计值见表 2。从表中可以看出,不同深度土水势梯度方向多变,各深度土水势随时间的波动很大,最大值在 20—

30 cm 处,为 $1.368\text{ kPa}/\text{cm}$,梯度为正值,土壤水向上运移,蒸发最强烈,最小值出现在 50—70 cm 处,为 $-0.736\text{ kPa}/\text{cm}$,梯度为负值,土壤水向下运动,呈现入渗现象。活跃层、次活跃层基质势受降雨和灌溉的影

响最大,范围为-18.02~0 kPa,变幅为 18.02 kPa;过渡层基质势变化较小,土水势范围为-10.50~0 kPa;相对稳定层基质势范围最小。整体上来看,土壤水基质势的变幅随着深度增加而减小。

表 2 试验区不同深度土水势梯度统计特征

深度/cm	平均值/ (kPa·cm ⁻¹)	最小值/ (kPa·cm ⁻¹)	最大值/ (kPa·cm ⁻¹)	标准差
20—30	-0.050	-0.564	1.368	3.22
30—50	-0.010	-0.708	0.283	1.85
50—70	-0.044	-0.736	0.452	1.50
70—100	-0.002	-0.110	0.375	0.81
100—150	-0.081	-0.176	0.072	0.48
150—200	-0.016	-0.105	0.248	0.92
200—270	-0.083	-0.377	0.111	1

注:正值表示土水势梯度向上,土壤水向上运移,负值则相反。

图 2C—D 表示试验区在不同时期土水势的年内动态变化。从季节上来说,4 月气温升高,降雨少,蒸发增大,活跃层、次活跃层土水势范围为-20.18~-12.66 kPa。随着 5 月份春灌开始到 9 月底,降雨或灌溉时,活跃层、次活跃层土水势急剧上升,降雨或者灌溉之后,受土壤蒸发影响,土水势下降。在 7 月受灌溉渠系渗漏的影响,地下水埋深减小至 264 cm 左右,土水势几乎为饱和状态下的重力势。10 月以后气温低,降雨少,蒸发小,活跃层、次活跃层土水势出现持续的下降趋势。

2.3 地下水位埋深动态变化特征

由图 2 可知,观测期地下水位埋深在 233~429 cm 变化,年变幅为 195 cm。4 月初—4 月末,由于气温上升、蒸发强烈,再加上地下水开采,地下水位埋深从 401 cm 增加到 415 cm,水位下降了 15 cm。经过 5 月 1 日灌溉渠系渗漏,地下水位埋深减小到 351 cm,水位增加了 64 cm,但是灌溉过后,农作物耗水量加大,地下水整体上排泄量大于补给量,呈现出波动式下降趋势。6 月随着降雨量的增大,补给量大于排泄量,呈现出波动式上升趋势,到 7 月初灌溉期,地下水水位上升,埋深减少到最小值 264 cm,但是灌溉过后又呈现出波动式下降趋势,在 10 月下降至最低,埋深达到最大值 420 cm。11 月初随着秋灌的开始,水位又大幅上升,秋灌结束后,地下水呈现为下降趋势。总体上来说,受灌溉渠系渗漏影响,7 月初地下水位最高,4 月末—11 月初地下水位最低。

3 讨论

3.1 降雨/灌溉和地下水对包气带土壤水运移的影响

从表 1—2 和图 3 可以看出活跃层和次活跃层土

壤含水量和土水势随时间的变化最大,该深度受到降雨或灌溉入渗、蒸发的影响最大。过渡层(50—150 cm)土壤含水量和土水势随时间的变化相对较小。相对稳定层(150—270 cm)受灌溉和地下水的双重影响,灌溉时土水势梯度向下,土壤水补给地下水,非灌溉时土水势梯度向上,受地下水毛细作用,土水势响应地下水位的动态变化。

以 6 月 25—27 日降雨、7 月 14 日灌溉为例对比分析持续降雨模式、灌溉模式对土壤水的运移影响。3 日降雨量为 59.2 mm,灌溉入渗量为 57.6 mm。图 4 为降雨/灌溉后土水势的变化过程。降雨入渗量为 52.9 mm,入渗到 70 cm 土层的平均初始入渗速率为 23.2 cm/h,降雨后土壤开始表层蒸发,28—29 日在 30 cm 形成零通量面,为发散型通量面,零通量面以上土水势梯度为正,土壤水向上运动,以下土水势梯度为负,土壤水向下运动,土壤的蒸发消耗发生在 0—30 cm。6 月 30—7 月 1 日零通量面下移至 50 cm 处。利用零通量面法[公式(2)—(3)]计算得到降雨后的蒸发量和深层渗漏量见表 3。降雨后 4 d 的蒸发量为 12.0 mm,第一天的蒸发量最大 4.8 mm,而深层渗漏量为 17.4 mm,第一天的渗漏量最大,为 6.9 mm,随后呈现波动式减小。

7 月 14 日 16:00 灌溉前土壤干旱,70 cm 处出现零通量面,灌溉后水分向下入渗为主,灌溉入渗量为 57.6 mm,入渗到 70 cm 土层的初始入渗速率为 25.0 cm/h。7 月 15—18 日在 30 cm 形成零通量面,7 月 20—23 日在 50 cm 形成零通量面,均为发散型通量面(图 4)。利用零通量面法计算得到灌溉后 6 d 的蒸发量为 20.7 mm,第 1 天的蒸发量最大 6.1 mm,而 6 d 的深层渗漏量为 28.3 mm,占灌溉入渗量的 49.1%,灌溉后第 5 天深层渗漏量达到最大为 6.7 mm,随后减少。

表 3 降雨/灌溉后土壤蒸发量和深层渗漏量

降雨/灌溉 后天数/d	mm					
	6 月 25—27 日降雨		7 月 2 日灌溉		7 月 14 日灌溉	
	蒸发量	深层渗漏量	蒸发量	深层渗漏量	蒸发量	深层渗漏量
1	4.8	6.9	4.7	2.8	6.1	3.5
2	2.8	2.7	4.0	4.9	4.2	2.1
3	2.4	4.4	2.9	4.2	3.3	6.3
4	2	3.4	1.5	5.1	2.9	6.5
5	0	0	2.6	7.9	3.1	6.7
6	0	0	1.6	2.7	1.1	3.1
7	0	0	2.4	1	0.5	0
8	0	0	2.2	0.2	1.5	0
合计	12	17.4	21.9	28.8	22.7	28.2

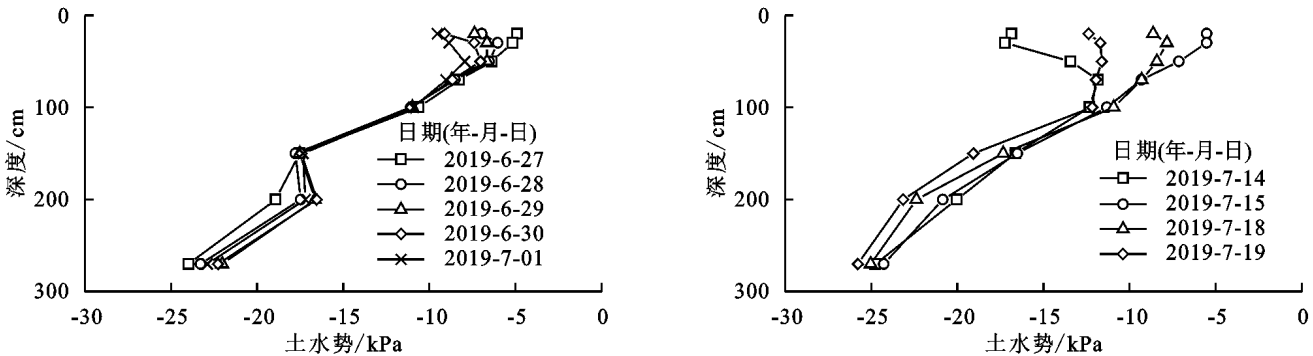


图 4 降雨/灌溉后土水势的变化

由以上分析可知,持续降雨模式和灌溉模式均影响着包气带土壤水分的运移,因降雨量/灌溉量,降雨/灌溉历时的不同,土壤水分的再分布状况不同^[17]。次灌溉量比次降雨量大,活跃层和次活跃层含水量的增幅在灌溉模式比降雨模式大。一般次降雨持续 3.5 h,大水漫灌 1 h,初始入渗速率灌溉比降雨偏大。降雨模式的深层渗漏量随时间波动时下降,而灌溉模式的深层渗漏量随时间先增大后降低,持续时间和总渗漏量均大于降雨模式。50 cm 土层的零通量面在降雨模式比灌溉模式先形成,因此土壤蒸发量降雨模式要大于灌溉模式。

包气带土壤水除受降雨和灌溉的影响外,还受地下水位波动的影响。从地下水埋深动态变化(图 2)来看,7 月 2 日和 7 月 14 日灌溉后 8 d 的地下水位埋深分别介于 264~347 cm 和 342~366 cm,灌溉入渗量分别为 42.5,57.6 mm,但两次灌溉的深层渗漏量基本相当(表 3),是因为 7 月 2 日灌溉后前 2 d 地下水位的抬升使 270 cm 土层处于饱和状态,随着水位的降低,260—270 cm 土层水分进行了释放,使得深层渗漏量相对增加,同时 7 月 2 日灌溉后深层渗漏的持续时间也比地下水低的时候增加了 2 d。

3.2 土壤水和地下水补给量的定量评估

利用公式(2)和(3)计算了 2019 年 4 月 20 日—10 月 20 日试验区土壤水量平衡,结果列于表 4 中。研究时段内土壤储水量增加了 0.3 mm。4—10 月土壤入渗量为 633.3 mm,其中 8 月入渗量最大为 253.7 mm,土壤蒸发量为 285.6 mm,7 月的蒸发量最大为 66.9 mm,占当月水面蒸发量的 42.3%。降雨后向地下水补给了 26.39 mm,降雨入渗系数为 16.4%。灌溉后向地下水补给了 289.1 mm,平均灌溉入渗系数为 46.6%,这与 Wang 等^[18]在山西运城农田研究的灌溉入渗系数是一致的,灌溉入渗主要发生在春季灌溉(5 月)和夏季灌溉(7—8 月)期间,3 个月的补给量占全年补给量的 66.8%,最大单次灌溉入渗量为 102.8 mm,土壤水向地下水的补给量为 68.6 mm,占入渗量的 66.7%,比李昊旭等^[19]在宁卫平原研究的灌溉对地下水补给比例(59.0%)偏大,这与灌溉水量、土壤初始含水量和土壤质地不同有关^[20]。地下水向土壤水补给了 87.0 mm,主要发生在非灌溉月份(9—10 月),这两个月补给量占地下水总补给量的 51.7%,主要是因为 9—10 月无灌溉水入渗,蒸发强烈,土壤含水量比较低,地下水凭借毛管上升作用补给土壤水。

表 4 4 月 20 日—10 月 20 日土壤水量平衡计算结果 mm

月份	蒸发量	深层渗漏量	入渗量	地下水补给量	降雨量	水面蒸发量	土壤储水量变化量
4	16.3	7.6	40.0	7.5	5.5	141.0	23.6
5	60.4	61.5	119.0	6.2	14.7	157.6	3.2
6	42.2	40.3	96.7	4.8	86.7	129.3	19.0
7	66.9	81.9	100.1	13.8	7.2	161.8	—34.8
8	47.8	147.4	253.7	9.7	1.8	153.7	68.1
9	42.7	61.3	22.8	16.5	30.8	103.4	—64.7
10	9.5	34.3	1.1	28.5	10.6	80.7	—14.1
合计	285.6	434.4	633.3	87.0	157.3	927.5	0.3

4 结论

(1) 土壤含水量、土水势随着深度的增加,变幅逐渐降低。地下水埋深7月初最小,4月末和11月初最大,介于418~426 cm。

(2) 持续降雨模式、灌溉模式和地下水位波动均影响着包气带土壤水分的运移,使得土壤水分的再分布状况不同。次灌溉量比次降雨量大,活跃层和次活跃层含水量的增幅在灌溉模式比降雨模式大。初始入渗速率、持续时间和总渗漏量在灌溉模式均大于降雨模式,土壤蒸发量则相反。地下水位的抬升使得在灌溉入渗量减少的情况下,深层渗漏量相对增加,同时深层渗漏的持续时间也比地下水位低的时候增加了2 d。

(3) 研究时段内土壤储水量增加了0.3 mm,土壤入渗量为633.3 mm,蒸发量为285.6 mm,土壤水向地下水补给了434.4 mm,占入渗量的68.6%,同时地下水凭借毛管上升作用补给土壤水为87.0 mm,土壤水补给地下水的净补给量为347.4 mm。

参考文献:

- [1] Zarlenga A, Fiori A, Russo D. Spatial variability of soil moisture and the scale issue: A geostatistical approach [J]. *Water Resources Research*, 2018, 54(3): 1765-1780.
- [2] 雷志栋,胡和平,杨诗秀.土壤水研究进展与评述[J]. *水科学进展*, 1999, 10(3): 311-318.
- [3] 魏建成.银川平原地下水位动态影响因素及变化类型分析[J]. *宁夏工程技术*, 2013, 12(3): 209-211.
- [4] 李志红,胡伏生,周文生,等.银川地区承压水水化学特征及控制因素[J]. *水文地质工程地质*, 2017, 44(2): 31-39.
- [5] 张兆迪,于开宁,刘景涛.银川平原水化学特征分析[J]. *水文地质工程地质*, 2017, 44(2): 23-30.
- [6] 范广群,张德忠,张建明,等.银川平原水体氢氧同位素及主要水化学参数特征[J]. *干旱区研究*, 2018, 35(5): 1040-1049.
- [7] 程中双,李英,陈宗宇,等.银川平原潜水分布特征与年龄[J]. *干旱区资源与环境*, 2019, 33(2): 139-145.

- [8] 周文生,余秋生,李英,等.银北平原黄河以东地区地下水化学特征研究[J]. *人民黄河*, 2013, 35(5): 53-55.
- [9] Liu F, Zhao Z, Yang L, et al. Phreatic water quality assessment and associated hydrogeochemical processes in an irrigated region along the Upper Yellow River, Northwestern China [J]. *Water*, 2020, 12(2). DOI: 10.3390/w12020463.
- [10] Liu F, Zhao Z, Yang L, et al. Geochemical characterization of shallow groundwater using multivariate statistical analysis and geochemical modeling in an irrigated region along the upper Yellow River, Northwestern China [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2020, 215. DOI: 10.1016/j.gexplo.2020.106565.
- [11] 王凌芬,胡伏生,于艳青,等.水化学特征分析银川平原地下水的补给与排泄[J]. *地下水*, 2015, 37(1): 6-8.
- [12] 韩强强.银川月牙湖地区地下水补给特征研究[J]. *宁夏工程技术*, 2018, 17(4): 369-372.
- [13] 崔秀凌,李庚阳.引水渠道渗漏对银川平原地下水的的影响[J]. *农业科学研究*, 2012, 33(4): 47-50.
- [14] 赵文智,周宏,刘鹤.干旱区包气带土壤水分运移及其对地下水补给研究进展[J]. *地球科学进展*, 2017, 32(9): 908-918.
- [15] 杨丽虎,宋献方,马英,等.一种土壤负压计:中国, 201320638893.3[P]. 2014-04-09.
- [16] 李宝庆,刘昌明,杨克定.零通量面方法的应用研究[J]. *地理研究*, 1990, 9(2): 39-50.
- [17] 张志杰,杨树青,史海滨,等.内蒙古河套灌区灌溉入渗对地下水的补给规律及补给系数[J]. *农业工程学报*, 2011, 27(3): 61-66.
- [18] Wang P, Song X, Han D, et al. Determination of evaporation, transpiration and deep percolation of summer corn and winter wheat after irrigation [J]. *Agricultural Water Management*, 2012, 105: 32-37.
- [19] 李昊旭,崔亚莉,马小波,等.卫宁平原包气带水分运移特征研究[J]. *干旱区地理*, 2019, 42(4): 845-853.
- [20] 郑健,胡笑涛,蔡焕杰,等.局部控制地下浸润灌溉土壤入渗特性研究[J]. *西北农林科技大学学报:自然科学版*, 2007, 35(3): 227-232.