

郝芳华, 孙铭泽, 张璇, 等. 2013. 河套灌区土壤水和地下水动态变化及水平衡研究[J]. 环境科学学报, 33(3): 771-779

Hao F H, Sun M Z, Zhang X, et al. 2013. Dynamic of soil water, groundwater and water balance in Hetao irrigation area [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 33(3): 771-779

河套灌区土壤水和地下水动态变化及水平衡研究

郝芳华, 孙铭泽, 张璇, 欧阳威*, 郭波波, 黄浩波

北京师范大学环境学院, 环境模拟与污染控制国家重点联合实验室, 北京 100875

收稿日期: 2012-05-17 修回日期: 2012-06-21 录用日期: 2012-06-21

摘要:为探究田间土壤水及地下水在不同作物种植区、不同灌期等情况下的动态变化规律与水平衡特征,以春小麦、玉米、向日葵为典型作物,在河套灌区选取 4 块 2 亩的试验田,于 2009 年 4—11 月采集田间土壤及地下水样品进行研究.结果表明,不同作物地块间土壤含水率的变化差别主要集中在 5—9 月的作物生长期.夏灌灌水量不足,土壤含水率呈下降趋势,田间土壤水分变化属于“蒸腾蒸发消耗型”;秋浇期内水量充足,各地块各土层含水率均明显增加,田间土壤水分呈“入渗补给型”.各地块地下水埋深月均变化趋势基本一致,由于优先流的存在,地下水对灌溉降水响应快.本文定量研究了区域土壤水和地下水的变化规律,揭示了灌区水平衡要素间的相互转换关系,可为灌区科学合理的水资源管理提供理论依据.

关键词:河套灌区;土壤水;地下水;动态变化;水平衡

文章编号: 0253-2468(2013)03-771-09 中图分类号: S152.7 文献标识码: A

Dynamic of soil water, groundwater and water balance in Hetao irrigation area

HAO Fanghua, SUN Mingze, ZHANG Xuan, OUYANG Wei*, GUO Bobo, HUANG Haobo

State Key Laboratory for Water Environment Simulation, School of Environment, Beijing Normal University, Beijing 100875

Received 17 May 2012; received in revised form 21 June 2012; accepted 21 June 2012

Abstract: In order to explore the dynamics of soil moisture and groundwater under different crops and irrigation patterns, four experimental plots of 2 Mu in the Hetao irrigation area were selected. The regional dominant crops, spring wheat, corn and sunflower were cultivated in three plots respectively and the other plot acted as the control cell without any crop. The soil and groundwater were sampled from April to November, 2009. The results showed that different soil moisture contents among crops were mainly in the grown period of May to September. The soil moisture content generally decreased during the summer irrigation because of evaporation and transpiration. In the fall irrigation period, the soil moisture change was due to infiltration recharge, different from that of the summer irrigation. Mean monthly groundwater depth of four fields showed little difference. The response of groundwater was sensitive to irrigation and rainfall due to the preferential flow. This study quantified the variation of regional soil moisture and groundwater, and revealed the mutual exchange between the water balances. The conclusion provided a theoretical basis for the scientific and rational management of water resources in the irrigation area.

Keywords: Hetao irrigation area; soil moisture; groundwater; dynamic change; water balance

1 引言 (Introduction)

内蒙古河套灌区是我国典型的季节性冻土区,并形成了冬春季特殊的土壤水和地下水再分配的动态分布状况.灌溉活动对本灌区水循环影响显著,灌区每年最主要的两次灌溉活动,即夏灌与秋

浇,夏灌是在作物生育期的灌溉,秋浇为作物收获后的一次非生长季灌溉,是河套灌区传统的秋后淋盐、春季保墒的一种特殊灌溉制度(岳勇等,2008).灌溉方式为格田淹灌,加之特殊的灌溉制度,造成了灌区土壤水和地下水呈现较明显的变化规律(唐绍忠,1992;冯兆忠等,2003).目前关于不同时期

基金项目: 国家自然科学基金重点基金 (No. 40930740); 国家自然科学基金青年基金 (No. 41001317); “十二五” 国家科技支撑项目 (No. 2012BAD15B05); 农业行业公益项目 (No. 20103014)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 40930740, 41001317), the National Key Technology R&D Program (No. 2012BAD15B05) and the Special Fund for Agro-scientific Research in the Public Interest (No. 201003014)

作者简介: 郝芳华(1963—),女,教授(博士),E-mail: fanghua@bnu.edu.cn; * 通讯作者(责任作者),E-mail: wei@bnu.edu.cn

Biography: HAO Fanghua (1963—), female, professor (Ph. D.), E-mail: fanghua@bnu.edu.cn; * **Corresponding author**, E-mail: wei@bnu.edu.cn

(徐英等,2005)、不同灌溉水量(张志杰等,2011)、不同地下水位(孔繁瑞等,2009)下土壤水与地下水转化规律的研究已有相关成果,但对于土壤水和地下水的长期动态变化规律的研究一直是农业环境和节水研究的重要方向。

灌区依天然流域而建,由于大规模和长期水资源开发利用等人类活动的干扰,灌溉活动和天然水循环过程交织在一起,并相互影响(Ramireddygar *et al.*, 2000;秦大庸等,2003)。灌区区域水平衡机制是极其复杂的动态过程,比如,区域地下水资源与地下水开采和补给量、灌区农作物需水量、灌溉水量、蒸发和渗透量、降水量等(郝芳华等,2008)都是随时间和空间变化的,具有很大的时空变异性(阮本清等,2008)。

因此,本研究通过详细介绍灌区作物耕作及灌溉对土壤水和地下水动态变化的影响,以及灌区水平衡特征,以水量平衡理论为基础,定量研究河套灌区的水循环特征。对河套灌区现有灌溉制度下的土壤水及地下水动态规律研究具有较大的生产实际意义,并可为科学管理灌区的农业生产,特别是水资源管理提供理论基础,也是现代农田水分循环研究的重点。

2 研究方法(Methods)

2.1 研究区域

河套灌区位于内蒙古自治区西北部,在地质构造上河套灌区属于华北地台(一级)鄂尔多斯台向斜(二级)的一部分,是一个封闭的断陷盆地,上覆有巨厚的第四纪湖相和河相沉积层,地势西高东低,含水层颗粒细,潜水径流不畅,地下水无水平排泄出路,形成了人工灌水和土壤蒸发交替运行的水均衡规律(于涛等,2004)。本研究试验田选取在内蒙古河套灌区解放闸灌域管理局沙壕渠试验站的

光明二队管辖区,位于巴彦淖尔市杭锦后旗。该地区地处中高纬冻融区,每月平均日照时数是 266 h, 累计全年的太阳辐射约 $6000 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。土壤于每年 11 月下旬冻结,冻结深度约 1.0 ~ 1.3 m,并在 5 月中旬完全解冻,持续冻融时间为 180 d 左右(Li *et al.*, 2012)。春小麦、玉米、向日葵是研究区内典型作物,试验区土壤以砂质及粉砂质壤土为主,透水性良好,适宜耕种。

根据架设在试验田间的小型气象站(位于试验田西侧 500 ~ 1000 m)提供的气象数据,2009 年的年均降水量为 79.5 mm,比多年平均降水量减少了 54.6%。其中,降水集中在 7—9 月份,降水量占全年的 76.5%。蒸发量从 4 月份开始增加,到 6 月底 7 月初的时候达到峰值,月均降水与蒸发情况见图 1。

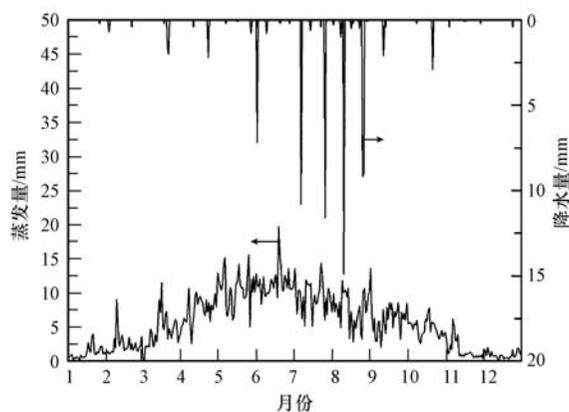


图 1 2009 年实验区日降水蒸发图

Fig. 1 Daily precipitation and evaporation of experimental field in 2009

2009 年试验田的灌溉活动从 2009-05-01 至 2009-10-24。由于小麦、玉米、向日葵的种植与生长周期不同,因此,各作物的灌溉次数与灌水量也不相同,各试验田耕作时间、灌溉日期与灌水定额详见表 1。

表 1 2009 年试验田耕作及灌溉情况

Table 1 Tillage and irrigation schedule in field experiment in 2009

作物	耕作时间	灌溉次数	灌溉日期	灌溉类型	灌水定额/mm	灌水总额/mm
春小麦	3-20—7-31	1	5月1日	春灌	155	705
		2	5月19日	夏灌	124	
		3	6月10日	夏灌	129	
		4	7月1日	夏灌	90	
		5	10月20日	秋浇	206	
玉米	4-20—9-5	1	5月19日	春灌	75	492
		2	6月10日	夏灌	94	
		3	7月1日	夏灌	96	
		4	10月24日	秋浇	226	

续表 1

作物	耕作时间	灌溉次数	灌溉日期	灌溉类型	灌水定额/mm	灌水总额/mm
向日葵	4-20—8-25	1	7月1日	夏灌	86	409
		2	8月7日	秋灌	101	
		3	10月20日	秋浇	221	
空地		1	10月20日	秋浇	210	210

2.2 研究方法

在解放闸灌域沙壕渠试验站光明二队选取 4 块相对独立的田块,间隔为 50 ~ 100 m,每块约 2 亩(1 亩 = 666.7 m²). 其中 3 块分别种植春小麦、玉米、向日葵 3 种典型作物,另一块为空白试验田(除秋浇外均不实施灌溉). 本次研究期间试验田各作物灌溉方案与日常灌溉没有区别,灌溉方案没有根据实验做特别调整,完全采用实际灌溉情况. 由于该地区土壤于每年 11 月下旬冻结,因此,取样时间段定为 4—11 月,实验分别在试验田内采集田间土壤及地下水样品. 由于冻结-冻融期间的土壤水及地下水动态变化不是本文研究重点,而且在此采样期间土壤水及地下水的变化呈较明显变化规律,所以所设采样时间合理.

由于该地区多年平均地下水埋深 1.74 m,相对较浅,因此,将田间土壤采样的土层厚度定为 130 cm. 在每个实验地块设 2 个采样点,利用土钻采取分层采样的方式,采样深度分别为 0 ~ 10 cm、10 ~ 20 cm、20 ~ 40 cm、40 ~ 70 cm、70 ~ 100 cm 及 100 ~ 130 cm. 采集的样品装入自封袋,挤出空气,密封,标记采样时间、地点及土层深度. 采用称重法测定土壤含水率(华孟等,1993),并与空白试验田对比分析不同作物的田间土壤水分月均动态变化. 由于月均土壤含水率变化只能代表每个月的平均水平,不能凸显灌溉活动前后土壤水分的变化,因此,又针对试验田夏灌(7月1日)和秋浇(10月20日)两次较为集中的灌溉进行土壤的采样和含水率分析,结合采样的可行性,分别在夏灌前(6月22日)、后(7月5日)及秋浇前(10月15日)、后(10月25日)采集了 4 次土壤样品.

为记录不同地块每月地下水埋深,在每块试验田中心设置 PVC 地下水监测井,并于 2009 年夏灌和秋浇前及灌水后 2 周连续采集地下水样品,同时记录地下水埋深.

3 结果与讨论 (Results and discussion)

3.1 土壤水动态研究

3.1.1 月均土壤水动态变化 种植作物的试验田田间土壤含水率月均变化的差别主要集中在 5—9 月作物生长期,10 月作物收割后土壤含水率之间的差别逐渐减小(图 2). 从土壤含水率变化趋势看,除空白试验田外,其他 3 块试验田趋势一致,4—5 月 70 ~ 100 cm 土层的土壤含水率明显偏高,这是因为从 3 月起土壤开始从表层与底层融化,至 5 月上中旬约在地表 80 cm 处融通,此处称为“尖灭点”(高维跃等,1986),而由于温度回升、蒸发量变大,表层土壤含水率相比于深层土壤相对较低. 6—7 月是该地区蒸发量最大、作物生长最集中的时期,由于作物根系发达程度不同,小麦的根系相对较短(0 ~ 30 cm),对土壤水分的影响集中在 40 cm 以上;向日葵主根通常超过 60 cm,影响可到 80 cm 左右;玉米根系长度介于小麦和向日葵之间,影响在 60 cm 左右. 8 月由作物蒸腾引起的 70 cm 以上土层的土壤含水率较低,而由于潜水蒸发对深层土壤的补充导致 70 cm 以下的土壤含水率相对稳定. 9 月随着作物的收割、蒸发量的显著下降,土壤含水率在降水的补充下有所升高. 10 月大规模秋浇使 0 ~ 70 cm 土层土壤水分得到充分补充,且 10—11 月份的蒸发量相对较小(150 mm 左右),因此,11 月份土壤含水率相对偏高,深层土壤含水量超过 35%,达到饱和含水率.

空白地块由于也进行秋浇洗盐,故含水率也明显增加直至饱和. 与空白地块相比,水分在作物地块中的迁移作用相对复杂:作物通过蒸腾作用把根系分布层(一般为 20 cm 上下)的土壤水散发到大气当中,导致了该层土壤含水率的下降,从而增加了各层土壤之间含水率的差异. 虽然这种差异会在渗漏与潜水蒸发的作用下得以降低,但土壤各层含水量的分布差异相对明显. 另一方面,空白地块中不存在根系的影响,各层土壤含水率主要由降水及蒸发影响,分布相对均匀.

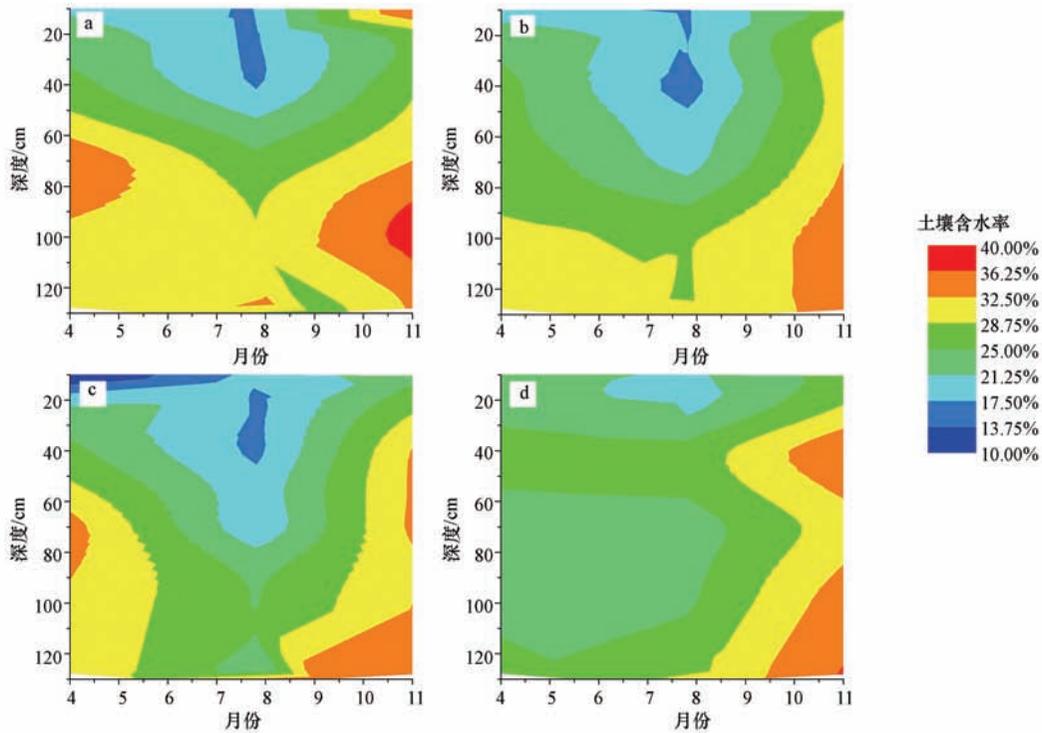


图2 试验田不同土层作物生育期月均含水率(a. 春小麦, b. 玉米, c. 向日葵, d. 空地)

Fig. 2 Monthly soil moisture of six layers in experimental fields(a. spring wheat, b. corn, c. sunflower, d. control area)

3.1.2 不同灌期土壤水分动态响应 由图3可知,夏灌灌水前,试验田表层土壤含水率差异较大,总体呈现出由表层向深层含水率逐渐升高的趋势. 种植作物试验田土壤含水率在70~100 cm 土层趋于一致,在100~130 cm 土层土壤含水率均在25%左右. 灌水后,小麦0~20 cm 土层含水率有明显增加,玉米和向日葵地块基本保持不变,100 cm 以下

各层的土壤除玉米地外各地块灌水前后含水率变化不明显. 玉米和向日葵地块的深层土壤含水率出现灌水前高于灌水后现象,这是由于夏灌时期这两种作物正处于生长期,夏灌的水量不足(王云慧等, 2010),土壤深层水分通过毛细作用蒸发损失所致. 实验空地夏灌前后差异很小.

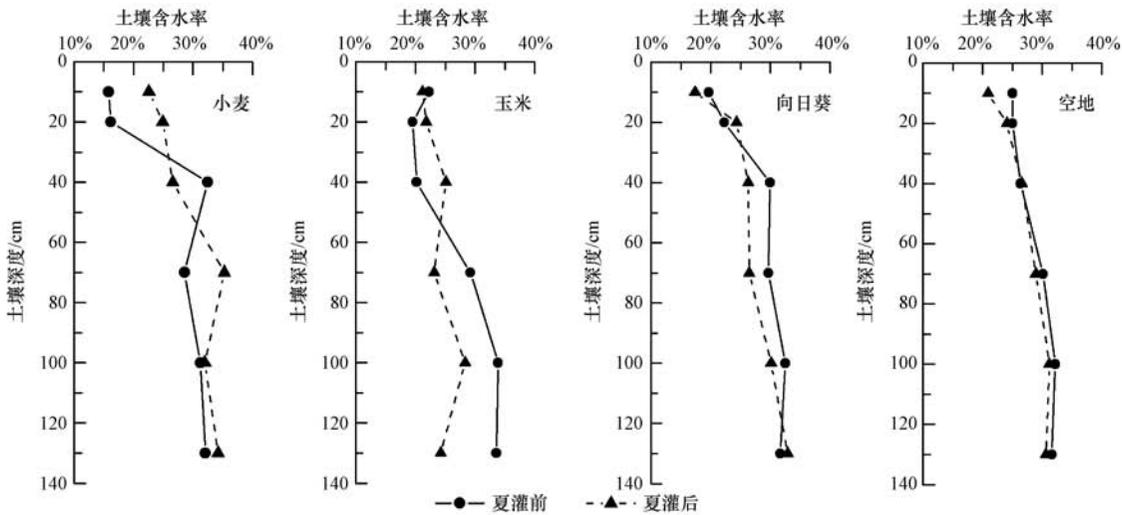


图3 夏灌前后各农田土壤含水率变化图

Fig. 3 Soil moisture of six layers in experimental fields during summer irrigation

从4月到夏灌之前,土壤含水率呈下降趋势,蒸发强烈,降水被作物吸收和蒸散发消耗,表层土

壤水含量降低,深层土壤的水分在毛管力的作用和扩散作用下补充表层土壤水分;夏灌期间,灌水仅对土壤表层的含水率影响较大,对深层土壤影响较小,含水率低值所处的土层深度大致在作物根系附近,作物的蒸腾作用对农田土壤含水率影响较大,田间土壤含水率变化属于“蒸腾蒸发消耗型”。

为研究每年“洗盐保墒”所进行的大规模秋浇对农田土壤中水分的影响程度,灌水前后测定 4 块试验田各层土壤的含水率(图 4)。灌水前,各地块 0~10 cm 土层土壤的含水率均低于 15%,而 70 cm 以下深度土层含水率稳定在 20%左右。含水率的纵向趋势基本上保持从表层向下逐渐增加,然后趋于稳定,但小麦地块 100~130 cm 土层土壤含水率比上层略有降低,这是由于玉米和向日葵收获比小麦

晚,且收割后作物残余覆盖在土地表面,有利于保持土壤水分,土壤深层向上补充水分不明显。小麦由于收割较早,地表裸露,空地蒸散发强烈,且在秋浇之前没有灌溉的补充,导致深层土壤在毛管力作用下向上补充水分,因此,深层土壤含水率较低。灌水后,各地块各土层含水率均明显增加,保持在 25%~35%之间,且各地块从表层到深层土壤含水率差异变小,各层含水率均大于 25%。可见,秋浇期间灌水量充足,土壤各层含水量已接近饱和,多余水分随着土壤孔隙渗漏补给地下水,因此,地块间差异不明显,土壤水分变化为“入渗补给型”。空地纵向差异不明显,说明空地的水分响应较快,也说明作物的耕作使土壤中的有机质含量增加,滞后了土壤水分的纵向传输。

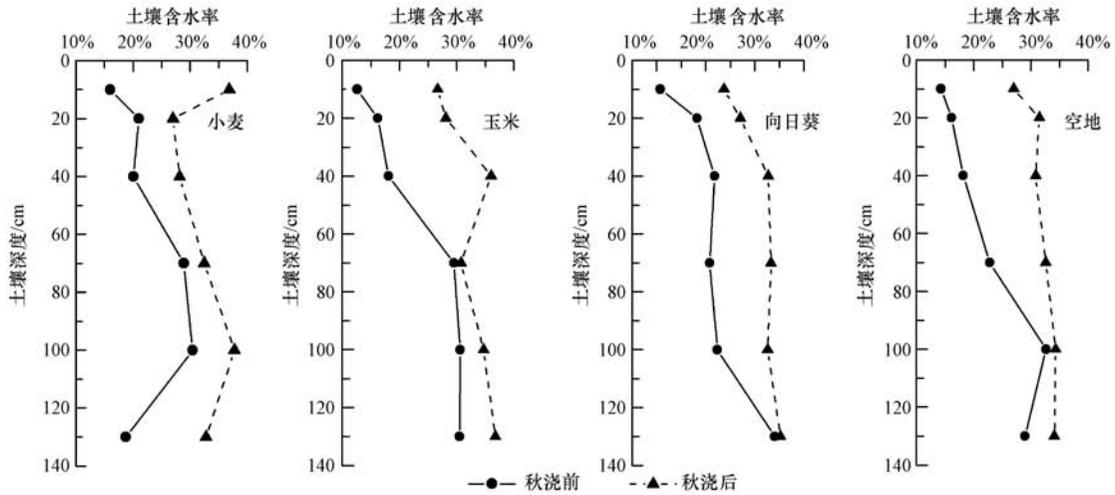


图 4 秋浇前后各农田土壤含水率变化

Fig. 4 Soil moisture of six layers in experimental fields during autumn irrigation

3.2 地下水动态研究

地下水埋深受很多因素影响,如地形、土壤类型、土地利用和水资源管理等 (Petheram *et al.*,

2003)。由于常年引黄灌溉,河套灌区地下水埋深较浅且季节性变化明显,2002—2008 年解放闸灌域月均地下水埋深见图 5。可以看出,地下水埋深最小的

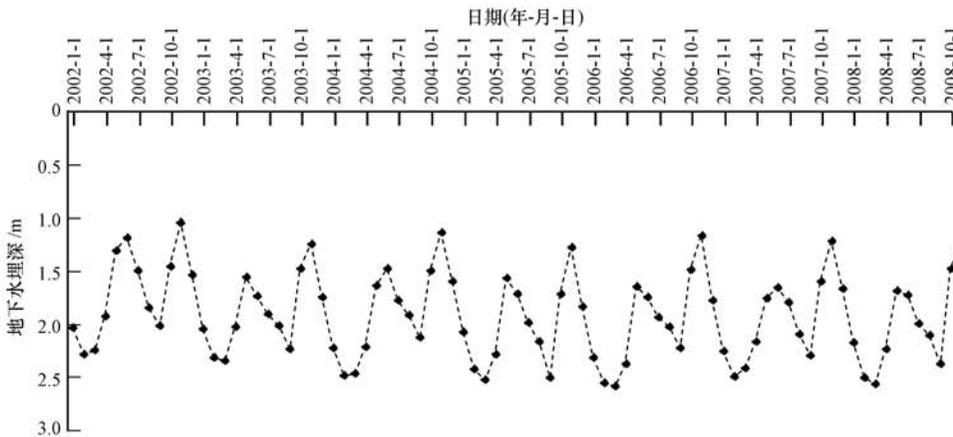


图 5 解放闸灌域 2002—2008 年月均地下水埋深

Fig. 5 Monthly ground water depths from soil surface of Jiefangzha during 2002—2008

两个峰值出现在6月和11月,最大值出现在3月和9月,埋深最浅时地下水位距地表不足1 m,最深时约为2.5 m.

3.2.1 月均地下水埋深动态变化 比较不同作物耕作对月均地下水埋深的影响(图6),除5月份小麦地下水埋深较浅,空地埋深较大外,4个地块的地下水埋深变化趋势基本一致.这是由于小麦种植早于玉米和向日葵,且第一次灌溉始于5月1日,因此,在5月份初期地下水位相对较高;空地由于没有实施灌溉,地下水埋深较大,但随着整个灌域灌溉的进行,尽管各田块的灌溉时间与灌溉定额不尽相同,但各田块之间地下水埋深的差异逐渐变小.因此,该地区的土壤渗透效率极高,浅层地下水流通效果较好,因此,各地块间的地下水交换较为充分.

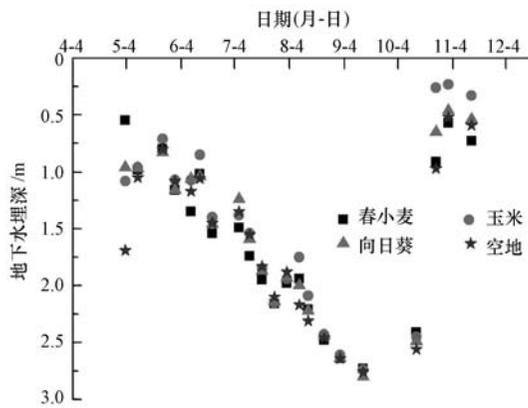


图6 2009年月均地下水埋深变化

Fig. 6 Monthly ground water depths from soil surface during growth period

灌区农田在1—3月地下水位逐渐下降,3月起至第一次灌溉之前,地下水位有一定程度的上升,这与土壤水分含量的变化有相似的规律,都是由于土壤冻层从顶层和底层同时开始融化,冻层上部的消冰水蒸发,下部下渗补给地下水.作物夏灌期地下水位短期上升明显,灌溉后在强烈的蒸发和蒸腾作用下,地下水位下降,直至秋浇前地下水位都保持在较深的水平,到9月时地下水埋深达到最深,超过2.5 m.由于秋浇灌水量大、历时长,因此,灌溉后地下水位上升迅速,最浅时可达0.5 m左右,形成一个地下水位的高峰.秋浇之后,随着气温的下降,11月中下旬起土壤开始冻结,地下水位随之开始缓慢下降,直至翌年3月初,土壤冻层达到最大深度时,地下水位降至较低水平.

3.2.2 不同灌期地下水埋深动态响应 夏灌期间由于灌区灌水方式为分片集中灌水,所以在实验地

块灌水前一天(6月30日),3个监测井的地下水水位受周边田块灌水及沟渠渗漏的影响,已略有上升.夏灌当天田间的地下水水位有明显上升,地下水埋深在灌水后第2天达到最小,之后开始逐渐增加(图7),说明尽管夏灌水量相对较小,但对地下水的补充明显,这是由于优先流的作用.在平原地区,土壤分布相对均匀,优先流以大孔隙流为主(秦耀东等,1998).由于大孔隙流的存在,可能在灌溉时,土壤水还未达到田间持水量时就对地下水产生补充,这就是农田地下水对降水及灌溉响应速度较快的原因(区自清等,1999).空地地下水位与其他3个地块地下水位之间变化差异不明显.7月7日各地块地下水位有突然上升的趋势,这是由于当日的降水引起的.在7月8日之后,地下水在潜水蒸发的作用下,快速下降至灌溉前的水平.

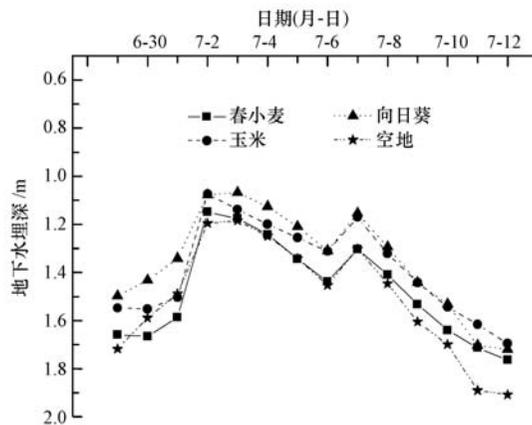


图7 夏灌期间各地块地下水埋深变化

Fig. 7 Variation of ground water depths from soil surface during summer irrigation

秋浇灌溉前两天地下水位开始升高(图8),由

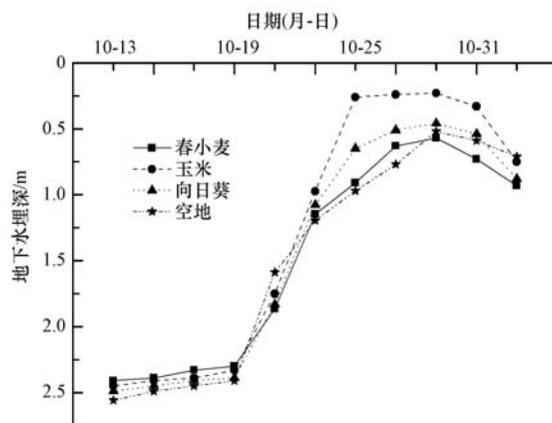


图8 秋浇期间各地块地下水埋深变化

Fig. 8 Variation of ground water depths from soil surface during autumn irrigation

于玉米地灌水比其他地块晚且灌溉定额大,因此,在 10 月 25 日时玉米地的地下水位出现突然升高的趋势(图 8). 与夏灌所不同的是,由于秋浇之后随着气温的降低,底层土壤开始冻结,潜水不断补充给土壤的冻结层(高维跃等,1986),地下水位随之慢慢降低. 此外,由于秋浇时采取大水漫灌的方式,因此,空地也进行了洗盐灌溉,地下水位的动态变化与其他 3 个地块相似.

3.3 田间水平衡特征研究

根据田间监测数据,农田系统土壤水平衡的补给项主要由灌溉水量、有效降水量、潜水蒸发三部分组成;消耗项主要是作物与土壤的蒸发及地下水的深层渗漏. 因此,灌区农田系统的水量平衡关系为:

$$\Delta Q = Q_1 + Q_p + Q_{\text{revap}} - ET_c - Q_{\text{infi}} \quad (1)$$

式中, ΔQ 为土壤储水变化量(mm), Q_1 为灌溉水量(mm), Q_p 为有效降水量(mm), Q_{revap} 为潜水蒸发量(mm), ET_c 为作物蒸发蒸腾量(mm), Q_{infi} 为土壤渗漏水量(mm).

3.3.1 土壤储水量 根据土壤分层,依据以下公式测算土壤水储量:

$$Q = 10 \times \sum_{i=1}^6 \gamma_i h_i \theta_i / \rho \quad (2)$$

式中, Q 为土壤储水量(mm), γ_i 为第 i 层土壤的容重($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), ρ 是水的密度($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), h_i 为第 i 层土壤的厚度(cm), θ_i 为第 i 层土壤的含水率.

3 块不同试验田的平均土壤储水量变化见图 9,可以看出,4—11 月的土壤储水量波动不明显,储水量的变化范围主要集中在 40~55 mm,经计算整个时期的土壤储水量在 11 月比 4 月增加了 6.05 mm,即 $\Delta Q = 6.05$ mm.

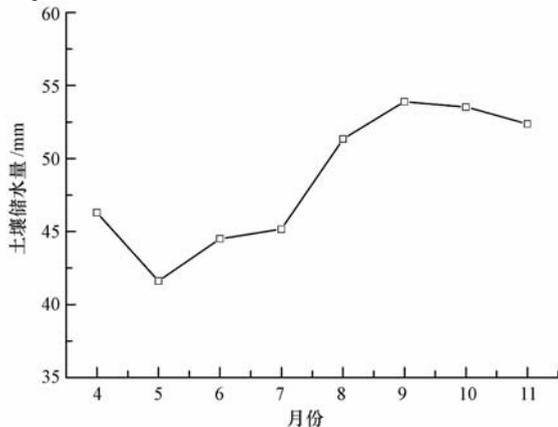


图 9 生育期作物地块土层储水量变化

Fig. 9 Soil water storage variations during growth period

3.3.2 有效降水量与灌溉水量 有效降水量是指降水通过入渗后保存于土壤湿润层中能被作物直接利用的降水量,即降水量 P 减去地表径流 P_r 、降水期间的蒸发损失 P_e 及植物的截留量 P_1 .

$$P_1 = aLAI \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{bP}{aLAI}} \right) \quad (3)$$

式中, P_1 为降水植物截留量(mm), LAI 为叶面积指数, P 为总降水量(mm), a 为经验系数,此处取 2.5 (基于现场长期观测的数值), b 为土壤覆盖度,一般来说, $b = LAI/3$.

在 2009 年试验进行期间,试验田的降水及降水总量都较小,且降水使一般田间表层土壤较为干燥,不产生地表径流,降水期间的蒸发损失忽略不计. 因此,有效降水 Q_p 的计算公式可以简化为:

$$Q_p = P - P_1 \quad (4)$$

由于降水量较小,各作物之间的有效降水差别可忽略不计,因此,2009 年作物生长期平均有效降水共计 56.1 mm. 灌溉水量由田间试验采用田口梯形量水堰板进行测量而得,2009 年春小麦地块灌溉水量为 705 mm,玉米地块为 492 mm,向日葵地块为 409 mm,空白试验田为 210 mm (表 1).

3.3.3 作物蒸腾与深层渗漏 根据 2009 年日均蒸发量,并根据潜在蒸发量与实际蒸发量之间的相关关系及河套地区蒸散发的相关研究(王旭升等,2004),得到潜在蒸发量的逐日值 ET_0 (图 10). 然后根据河套灌区主要作物参数的研究成果(高聚林等,2003;王玲等,2004;孔东等,2004),得到不同生长阶段的作物系数 K_c (表 2),由 $ET_c = K_c \times ET_0$ 计算得到 2009 年间 3 种作物逐日蒸腾蒸发强度 ET_c . 经计算,2009 年实验开展期间(4 月 15 日至 11 月 15 日)的作物蒸腾蒸发平均值为 846.3 mm.

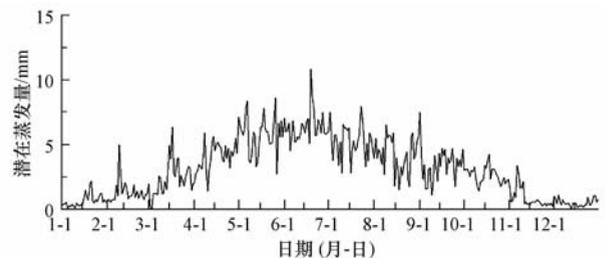


图 10 2009 年日均潜在蒸发量变化趋势

Fig. 10 Daily potential evaporation in 2009

土壤渗漏无法根据监测数据获得,但根据灌溉后地下水位的上升值可以推算出灌水对地下水的

补给量. 根据试验田的土壤类型查岩层给水度(张蔚榛等, 1983), 按照系数调整后确定该地区土壤给水度为 $\mu = 0.07$, 灌水后地下水位上升值为 Δh , 则灌溉水对地下水的补给量为 $Q_c = \mu \Delta h$. 经计算, 生育期灌溉对地下水的渗漏量约为 74.1 mm, 秋浇期约为 102.9 mm, 即土壤深层渗漏到地下水的量约为 177 mm.

表 2 三种作物不同时期作物系数
Table 2 K_c of three crops during the growing season

生长期	作物系数		
	小麦	玉米	向日葵
初期	0.51	-	-
发育期	0.68	0.81	1.03
中期	1.01	0.92	1.05
后期	0.78	0.69	0.85

3.3.4 潜水蒸发 潜水蒸发是指浅层地下水对土壤不饱和层的补充, 根据水平衡公式计算, Q_{reva} 应为 214.25 mm, 根据前期在河套灌区开展的相关研究(郝芳华等, 2008), 河套灌区在生育期与秋浇期的多年平均潜水蒸发量为 218.3 mm, 与计算结果较为接近.

由计算结果可见, 作物与土壤的蒸发蒸腾是土壤中水分消耗的主要组成, 占土壤水消耗的 82.7%, 而深层渗漏占 17.3%, 与杜丽娟等(2011)在解放闸灌域运用干旱区平原绿洲耗散型水文模型定量模拟发现蒸发占土壤水消耗的 80.84%, 渗漏占 19.16% 的结果相近. 该研究是利用 1992—2005 年解放闸灌域气象、水文逐月实测数据进行模型输入, 与本文研究区域相同, 研究时间的气象、水文数据相差不大, 且直到 2009 年该地区没有进行对水循环影响较大的水利工程, 所以外界条件基本一致, 具有可比性. 土壤水的补给主要是灌溉, 降水只占 5%, 潜水蒸发对土壤水的补给作用也较为明显, 约占 20%. 由于 2009 年是灌区的枯水年, 降水只占多年平均的 45.4%, 相应的 2009 年灌溉定额也高于多年平均水平, 因此, 计算结果低估了降水对土壤的补给, 相应地也高估了灌溉的补给, 但对总的比例结果不影响, 灌溉仍是灌区土壤的主要水分补给方式, 农田系统的土壤水以纵向入渗与蒸发为主要特征.

4 结论 (Conclusions)

1) 夏灌后, 土壤含水率在灌溉与降水的共同补

给及强烈蒸发作用下上下波动, 土壤含水量总体呈下降趋势, 田间土壤水分变化属于“蒸腾蒸发消耗型”. 秋浇期间灌水量充足, 田间土壤水分变化为“入渗补给型”.

2) 作物生育期, 地下水埋深持续增加, 灌区地下水补给量小于地下水消耗量, 灌溉、降水的渗漏补给不能满足蒸发、作物生长等耗水量, 灌区在作物生育期处于“负水平衡”; 秋浇期, 地下水位在灌溉后持续上升, 灌溉渗漏补给量大于地下水消耗量, 除满足地下水开采、排泄和潜水蒸发外, 还有部分转入土壤中储存, 等待土壤进入冰冻期; 由于优先流的存在, 出现了在土壤水还未达到田间持水量时就对地下水产生补充的现象, 因此, 地下水对灌溉和降水的响应快.

3) 作物与土壤的蒸发蒸腾是土壤中水分消耗的主要组成(82.7%), 灌溉是土壤水补给的主要组成部分, 灌溉对农业起到至关重要的作用.

4) 灌区田间水循环过程属于“灌溉(降水)-下渗(优势流)-潜水蒸发型”, 田间水平衡以灌溉水的垂向灌溉入渗和潜水的蒸发蒸腾消耗为主要影响因素.

致谢 (Acknowledgement): 内蒙古河套灌区解放闸试验站对本研究中资料的收集和样品的采集工作给予了大力的支持和帮助, 陈静博士协助进行英文摘要的修改, 以及两位匿名审稿人对本文提出了宝贵的审查意见, 在此表示感谢.

责任作者简介: 欧阳威(1980—), 男, 博士, 副教授, 主要从事农业环境保护, 农田污染控制, 水环境及非点源污染模拟, 基于 3S 技术的流域环境管理等方面的研究. E-mail: wei@bnu.edu.cn.

参考文献 (References):

- 杜丽娟, 刘钰, 雷波. 2011. 内蒙古河套灌区解放闸灌域水循环要素特征分析—基于干旱区平原绿洲耗散型水文模型[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 9(3): 168-175
- 冯兆忠, 王效科, 冯宗炜, 等. 2003. 河套灌区秋浇对不同类型农田土壤氮素淋失的影响[J]. 生态学报, 23(10): 2027-2032
- 高聚林, 刘克礼, 刘瑞香, 等. 2003. 不同栽培条件对春小麦叶面积指数的影响[J]. 麦类作物学报, 23(3): 85-89
- 高维跃, 于健. 1986. 内蒙古黄河河套地区土壤冻结期潜水蒸发消耗的特点与规律[J]. 内蒙古水利科技, (Z1): 22-27
- 郝芳华, 欧阳威, 岳勇, 等. 2008. 内蒙古农业灌区水循环特征及对土壤水运移影响的分析[J]. 环境科学学报, 28(5): 825-831
- 华孟, 王坚. 1993. 土壤物理学-附实验指导[M]. 北京: 中国农业大学出版社. 327

- 孔东,史海滨,魏占民,等. 2004. 干旱区不同水盐处理对向日葵生理性状的影响研究[J]. 灌溉排水学报,23(1): 44-46
- 孔繁瑞,屈忠义,刘雅君,等. 2009. 不同地下水埋深对土壤水、盐及作物生长影响的试验研究[J]. 中国农村水利水电,(5): 44-48
- Li R, Shi H, Flerchinger G N, *et al.* 2012. Simulation of freezing and thawing soils in Inner Mongolia Hetao Irrigation District, China [J]. *Geoderma*, 173/174: 28-33
- 区自清,高继红. 1999. 大孔隙和优先水流及其对污染物在土壤中迁移行为的影响[J]. 土壤学报,36(3): 341-347
- Petheram C, Dawes W, Grayson R, *et al.* 2003. A sub-grid representation of groundwater discharge using a one-dimensional groundwater model [J]. *Hydrological Processes*, 17 (11): 2279-2295
- 秦大庸,于福亮,裴源生. 2003. 宁夏引黄灌区耗水量及水均衡模拟[J]. 资源科学,25(6): 19-24
- 秦耀东,胡克林. 1998. 大孔隙对农田耕作层饱和和导水率的影响[J]. 水科学进展,9(2): 107-111
- Ramireddygar S R, Sophocleous M A, Koelliker J K, *et al.* 2000. Development and application of a comprehensive simulation model to evaluate impacts of watershed structures and irrigation water use on streamflow and groundwater; the case of Wet Walnut Creek Watershed, Kansas, USA [J]. *Journal of Hydrology*, 236 (3): 223-246
- 阮本清,张仁铎,李会安. 2008. 河套灌区水平衡机制及耗水量研究[M]. 北京:科学出版社. 155
- 唐绍忠. 1992. 农田灌溉原理研究领域几个问题的思考与探索[J]. 灌溉排水,11(3): 1-7
- 王玲,谢德体,刘海隆,等. 2004. 玉米叶面积指数的普适增长模型[J]. 西南农业大学学报(自然科学版),26(3): 303-306
- 王旭升,岳卫峰,杨金忠. 2004. 内蒙古河套灌区 GSPAC 水分通量分析[J]. 灌溉排水学报,23(2): 30-33
- 王云慧,张璇,欧阳威,等. 2010. 夏灌对内蒙古河套灌区土壤中磷元素迁移的影响[J]. 农业工程学报,26(4): 93-99
- 徐英,陈亚新,周明耀. 2005. 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,24(3): 30-34
- 于涛,何大伟,陈静生. 2004. 黄河流域灌溉农业的发展对黄河水量和水质的影响[J]. 农业环境科学学报,22(6): 664-668
- 岳勇,郝芳华,李鹏,等. 2008. 河套灌区陆面水循环模式研究[J]. 灌溉排水学报,27(3): 69-71
- 张蔚榛,张瑜芳. 1983. 土壤的给水度和自由空隙率[J]. 灌溉排水,2(2): 1-16
- 张志杰,杨树青,史海滨,等. 2011. 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,27(3): 61-66