

毛乌素沙地地下水浅埋区田间水分动态

包 含¹, 张国彪¹, 侯立柱², 沈建根³

1. 长安大学 公路学院, 西安 710064

2. 中国地质大学(北京) 水资源与环境学院, 北京 100083

3. 嘉兴市环泰工程咨询有限公司, 嘉兴 314000

摘 要: 毛乌素沙地种植区地下水埋深较浅, 地下水与土壤水分之间联系紧密, 为揭示春玉米生长过程中水分运移关键过程, 本文基于原位监测, 利用 Hydrus-1D 建立模型研究毛乌素沙地的田间水分动态。结果发现: 在包气带中, 40 cm 深以上土层水分受根系吸水和气象条件影响变化剧烈, 50 cm 深以下土层水分变化受地下水影响显著; 在玉米整个生长期, 蒸发量占蒸散量的比例为 31%, 地下水对玉米生长的水分贡献总量为 220.09 mm, 占玉米耗水总量的 37.9%; 为了减少深层入渗, 实现节水灌溉, 在当前地下水埋深条件下, 可将每次的灌溉量减少为原水量的 72%; 地下水位的下降会减少玉米对地下水的利用, 并增大灌溉需求量, 模拟发现, 当平均地下水埋深下降至 147 cm 深时, 玉米生长将不再利用地下水。研究成果可为毛乌素沙地的农田水分利用及生态环境保护提供重要的理论依据和参考信息。

关键词: Hydrus-1D; 水分动态; 蒸散发; 地下水利用

Field water dynamics in Mu Us Sand Land with shallow groundwater table

BAO Han¹, ZHANG Guobiao¹, HOU Lizhu², SHEN Jiange³

1. School of Highway, Chang'an University, Xi'an 710064, China

2. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

3. Jiaxing Huantai Engineering Consultation Co. LTD., Jiaxing 314000, China

Abstract: Background, aim, and scope The vegetation water consumption is one critical part composing the transport processes of water and heat in the Soil-Plant-Atmosphere Continuum (SPAC), especially for the arid areas. For the arid areas, water is not only the main factor restricting plant growth, but also vital for the maintenance of the local ecological environment. The Mu Us Sandy Land (MUSL) in the northwest of China is dominated by arid climate with relatively shallow groundwater table, and the MUSL groundwater variation is closely related to that of soil moisture. Considering the critical role of water in the development of agriculture in MUSL region, it will be of great importance to study the field water dynamics in the Mu Us Sandy Land. Since spring maize is the primary crop in the MUSL region, here we examined the key water transport processes during

收稿日期: 2018-03-15; 录用日期: 2018-04-30

Received Date: 2018-03-15; Accepted Date: 2018-04-30

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41790443, 31700414); 中央高校基本科研业务费项目 (310821171007, 310821173701)

Foundation Item: National Natural Science Foundation of China (41790443, 31700414); Fundamental Research Fund for the Central University (310821171007, 310821173701)

通信作者: 包 含, E-mail: baohangeo@163.com

Corresponding Author: BAO Han, E-mail: baohangeo@163.com

引用格式: 包 含, 张国彪, 侯立柱, 等. 2018. 毛乌素沙地地下水浅埋区田间水分动态 [J]. 地球环境学报, 9(4): 372–382.

Citation: Bao H, Zhang G B, Hou L Z, et al. 2018. Field water dynamics in Mu Us Sand Land with shallow groundwater table [J]. Journal of Earth Environment, 9(4): 372–382.

the growing season of spring maize by combining model simulations with field measurements. **Materials and methods** In order to quantify field water dynamics in the MUSL region, one typical field at the Hailiutu catchment was selected to conduct this study. We collected *in-situ* measurements of hydrologic factors including soil water content, soil water potential and groundwater table during the whole growing season of spring maize from May to October (a total of 155 days). Soil water content was measured at the depth of 10—90 cm with 10-cm-spacing every 5 days using Time Domain Reflectometer (TDR). Three TDRs were set with the distance of 3 m in this study. Soil water potential was measured with Watermark (with seven sensors) every 10 minutes at six depths. The MiniDiver was applied to monitor groundwater table every 10 minutes. A Bowen-ratio meteorological station was used to observe meteorological variables including wind speed/direction, net radiation, air temperature/humidity and rainfall. On this basis, we parameterized and validated the Hydrus-1D model, and used it to evaluate the field water dynamics during the growing season of spring maize. **Results** The soil water content above the depth of 40 cm strongly varied with influences of irrigation and rainfall events, while the soil water content below the depth of 50 cm varied similarly with the groundwater dynamics. The simulation results from Hydrus-1D model indicated that, evapotranspiration (ET) of spring maize during the whole growing period reached 580.32 mm, in which 31% were contributed by evaporation, and the ET amount during the jointing, earing and filling periods accounted for 71.8% of the whole ET amount. The dynamics of evaporation and transpiration were found to be significantly related with the variation of leaf area index (LAI), with correlation coefficients of -0.599 and 0.712 , respectively. The contribution of groundwater for maize growing was 220.09 mm, which accounted for 37.9% of the total ET amount. The model outputs showed that there were about 8.5 mm of infiltration under the present irrigation amount (~ 30 mm). Meanwhile, simulation results also indicated that spring maize would not utilize the groundwater when the average depth of groundwater table fell to 147 cm, and the irrigation amount thus turned to be maximum (432.45 mm). **Discussion** The field soil water content varied dramatically during our study period. However, the main factors influencing the dynamics of soil water content at different depths were different. The soil water content at shallow depths was mainly affected plant growth and meteorological conditions, while the variation of soil moisture at the deep depths was dominant by groundwater dynamics. The evaporation and transpiration and their relative magnitudes varied along the growing season of spring maize due to influences of LAI, which resulted in that the transpiration peaked during earing period and evaporation peaked during sowing period. **Conclusions** The field water dynamics of spring maize in the MUSL region were closely related with plant growth, meteorological conditions and groundwater table, and the main factors influencing the dynamics of soil water content at different depths were different. The ET mainly occurred during the jointing, earing and filling periods. In order to reduce the deep infiltration and meet the need of water-saving irrigation, the irrigation amount could be reduced to 72% of the original standard at the present groundwater table. For the shallow ground water table, obvious water transport process existed between ground water and soil water, and ground water contributed to the water consumption of spring maize. However, spring maize would not utilize the groundwater when the average depth of groundwater table fell to 147 cm. **Recommendations and perspectives** Understanding the field water dynamics of spring maize in the MUSL region is not only essential in providing reference basis to the local farmers to improve irrigation use efficiency, but also informative for the water-saving agriculture and ecological environmental protection in Mu Us Sandy Land.

Key words: Hydrus-1D; water dynamics; evapotranspiration; groundwater utilization

水分动态是土壤-植物-大气连续体 (SPAC) 水热传输过程研究的关键 (Philip, 1966), 反映了植物的耗水特征和水分通量各组分间的相互关

系。特别是在干旱地区, 水分作为制约植物生长的主要因子, 与生态环境的维系与水资源的合理利用也密切相关 (徐小玲和延军平, 2003; 高浩等,

2016)。

毛乌素沙地处于干旱、半干旱地区,生态环境脆弱,降雨量少,是中国四大沙地之一。在毛乌素沙地,地下水资源相对丰富,特别是农业种植区,地下水埋深一般较浅。研究表明,浅埋的地下水与土壤水之间存在着水分交换(雷志栋等,1992),并且其动态过程受到了如降水、蒸发、地下水埋深、土壤质地、前期土壤含水量和植被类型等的影响(宋献方等,2011;王云强等,2012;贺美娜等,2017)。因此,针对浅埋地下水环境,开展毛乌素沙地植被水分利用一直是一个研究的热点(钱多等,2017),特别是在油蒿、麻黄、沙柳等沙生植被的耗水规律、土壤水分动态特征以及影响因素方面开展了大量的研究工作,认识到了地下水在沙生植被生长、荒漠化治理、水资源保护方面的重要作用(王鹤松等,2010;傅子洹等,2015;于晓娜等,2015;高浩等,2016)。毛乌素沙地不同植被的水分动态已经得到了比较深入的研究,但是主要集中于特征分析等定性描述,在量化研究方面尚有不足之处。并且,春玉米作为当地最主要农作物,关系到农业生产、经济发展和水资源利用等多个方面,其田间土壤水分与浅埋地下水之间也存在着紧密的关系(包含等,2014)。针对春玉米的田间水分动态开展量化研究工作,具有重要的科学和现实意义。

目前,对田间水分动态的研究主要是通过估算田间水分通量来实现,田间水分通量是研究农田生态系统内部及其与大气之间水热交换和分配的主要指标,体现了农田内部和表面水分输送到大气中的总过程。对此,前人已经做了充分的工作,研究方法也相对成熟,包括试验观测法(孙宏勇等,2004; Cubera and Moreno, 2007; Duan et al, 2016)、模型模拟法(Zhu et al, 2009; 袁成福等, 2014)、遥感图像反演法(Albert et al, 1999; 彭致功等, 2008)等。其中,基于原位测试,结合数值模型开展研究工作是一种常用手段。在众多数值软件中,Hydrus-1D因为便于模拟一维变饱和度地下水流、根系吸水、溶质运移和热运移、气运移而得到广泛应用(Simunek et al, 1998)。

本文以毛乌素沙地田间水分作为研究对象,开展原位实验与观测,在获取田间气象因子、降水与灌溉量、土壤含水量、土壤水势、地下水位变动以及玉米生长状况的基础上,分析土壤水分变化特征,并利用Hydrus-1D软件建立模型,量

化作物生长过程中的田间水分动态变化,分析浅埋地下水对田间水分通量的影响。从而掌握整个春玉米生长期的田间水分动态过程,揭示田间耗水特征,为保护毛乌素沙地水资源,改善生态环境,提高用水效率提供理论基础。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况和试验介绍

研究区位于毛乌素沙地海流兔河流域,位置(N: 38°23.502', E: 109°11.942', H: 1152 m)。区域多年平均降水量约为349.37 mm,多年平均水面蒸发量(200 mm蒸发皿)为2035.19 mm。试验区地下水埋藏深度浅,研究时段地下水埋深波动范围为90—130 cm。研究区农作物以春玉米为主,研究时间段为春玉米整个生长期,自2011年4月30日至10月1日,共计155天。试验年为典型枯水年,整个玉米生长期降水量为214.1 mm,灌溉量为177 mm。

本研究对田间的地下水埋深、土壤水势、土壤含水率、降雨灌溉和气象进行了监测,相关观测项目、观测时间及方法如表1所示。

其中,MiniDiver用来监测地下水位,并使用MiniBaro进行气压校正。土水势仪(Watermark)共7个探头,布置间距为30 cm。时域反射仪(Trime-IPH)设置3个测管,间距为300 cm,因试验需要或者降雨灌溉后加密测量。此外自动雨量计与波文比气象站系统连通,采集风速风向、净辐射、温度湿度、降水等气象数据。监测设备相对安装位置如图1。

1.2 Hydrus-1D 模型介绍

本研究以气象观测和原位试验为基础,利用Hydrus-1D建立模型,对玉米种植区内田间水分通量进行量化分析。

Hydrus-1D模型用于模拟计算一维垂直非饱和流和溶质运移,不仅考虑了植物根系吸水和土壤持水能力的滞后效应,还加入了气象模块,适用于各种恒定或非恒定的边界条件(Simunek et al, 1998)。

以地表为基准面,垂直一维土壤水分运动模型可由Darcy-Richards方程确定(坐标轴向下为正),方程如下:

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

式中: θ 为土壤体积含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); $K_{(\theta)}$ 为非饱和渗透系数 ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$); S 为单位时间单位体积土壤中根系吸水率 (d^{-1}); t 为时间变量 (d);

Z 为空间变量 (cm), 地表为原点, 向下为正。其中, 非饱和渗透系数由 Van Genuchten 模型计算 (Genuchten, 1980)。

表 1 毛乌素沙地田间观测项目、方法及日期
Tab.1 Field observation items, method and time in Mu Us Sandy Land

监测项目 Monitoring item	仪器 Instrument	测量高度 Measuring height / cm	测量频率 Measuring frequency	监测时间 Monitoring time
地下水埋深 Groundwater depth	MiniDiver/MiniBaro	-150/-10	10 min 一次 Once per 10 minutes	2011-04-30—2011-10-01
土水势 Soil water potential	Watermark	-10、-20、-30、-50、 -70、-90	10 min 一次 Once per 10 minutes	2011-06-01—2011-10-01
土壤含水率 Soil water content	时域反射仪 (Trime-IPH) Time Domain Reflectometer	-10、-20、-30、-40、 -50、-60、-70、-80、 -90	5 d 一次, 降雨灌溉前后加密 Once per 5 days, and once before and after rainfall and irrigation, respectively	2011-06-01—2011-10-01
雨量 Rainfall	自动雨量计 Automatic rain gauge	100		2011-04-30—2011-10-01
灌溉量 Irrigation	量水堰 Measuring weir			2011-06-01—2011-10-01

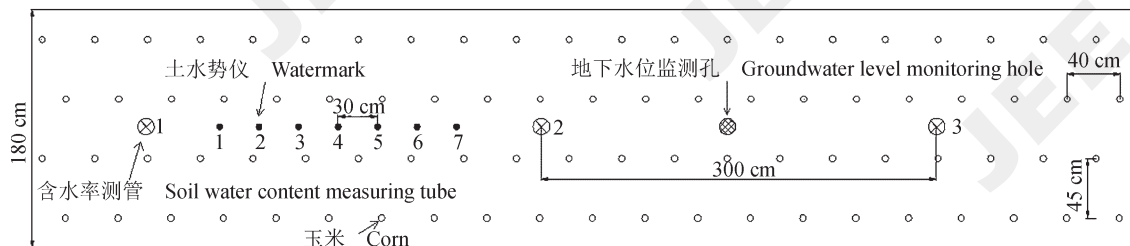


图 1 毛乌素沙地试验现场仪器安装位置示意图

Fig.1 Schematic diagram of instruments installation locations in the test site of Mu Us Sandy Land

Van Genuchten 模型的表示方式为:

$$\theta_{(h)} = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |ah|^n]^m}, \quad h < 0 \quad (2)$$

$$K_{(\theta)} = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2, \quad h < 0 \quad (3)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4)$$

式中: S_e 为无量纲的有效水分含量; θ 为土壤体积含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); θ_r 和 θ_s 分别为残余和饱和土壤含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); n 和 m 分别为 Van Genuchten 模型参数, $m = 1 - 1/n$; K_s 为饱和导水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)。

根系吸水模型采用以水势差为基础的 Feddes 模型 (Feddes et al, 1978):

$$S(z, t) = \alpha(h, z) \beta(z) T_p \quad (5)$$

式中: $\alpha(h, z)$ 表示水分胁迫反应方程; $\beta(z)$ 为根系吸水分布函数 (mm^{-1}), $S(z, t)$ 用来描述根系吸水的空间变异; T_p 为作物的潜在蒸腾速率 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。而 T_p 可通过 Beer 定律 (Ritchie, 1972) 计算:

$$T_p = ET_0 (1 - e^{-kLAI}) \quad (6)$$

其中: ET_0 是参考作物蒸散量 (cm), 可由 FAO 推荐的 Penman-Monteith 公式计算 (Allen et al, 1998), LAI 是叶面积指数, 指单位土地面积上植物叶片总面积占土地面积的倍数, 其中叶面积 =

长 $\times$ 宽 $\times 0.75$ (李向岭等, 2011), k 是植物灌层辐射衰减系数, 本文中 k 值采用下述 Rosenthal 方法计算 (祁红彦等, 2011), 取玉米整个生长期的平均值 0.478:

$$k = -0.055LAI + 0.622 \quad (7)$$

1.3 模型建立与参数反演

模型选取水分运移、根系吸水、根系生长 3 个子程序, 以天为单位模拟田间一维垂向的土壤水分运动过程。模拟土壤层的厚度为 150 cm, 根据土壤性质的差异 (包含等, 2014), 共分为 5 个土层, 各层土壤的划分范围见表 2。模拟时间为玉米的整个生长期, 以气象条件作为模型的非稳定边界条件, 选择 Penman-Monteith 公式运算, 通过输入气象因子 (气温、风速、相对湿度、净辐射、降水等) 和玉米的 LAI、株高, 由模型自动计算蒸散量。研究区农田土壤类型为壤质砂土, 降雨

过程中很难产生地表径流, 将模型上边界选为大气边界。研究区地下水埋深浅, 不超过 150 cm, 因此水分运移的下边界为变压力水头边界。根系吸水模型采用无水分胁迫的 Fedds 模型, 吸水参数采用 Wesseling 1991 年推荐的参数。玉米根系生长状况采用如下经验公式进行估算 (张蔚榛, 1996):

$$L_r(\bar{t}) = 150(1 - e^{-2.1886\bar{t}}) \quad (8)$$

其中: $L_r(\bar{t})$ 为根系层厚度, $\bar{t}$ 为相对时间, 是实际时间与整个生长期之比。

模型中的土壤水分特征参数包括残余含水率 θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), 饱和含水率 θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), 渗透系数 K ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$), 曲线形状参数 n , 经验参数 ∂ (cm^{-1})。特征参数通过 Hydrus-1D 软件依据 Van Genuchten 模型分层反演, 并且将反演所得土壤水分特征曲线与实测值进行对比, 则最小差异所对应的特征值作为最优反演结果, 见表 2 和图 2。

表 2 土壤水分特征参数
Tab.2 Soil-water characteristic parameters

土壤层深度 / Soil depth / cm	$\theta_r / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\theta_s / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\partial / \text{cm}^{-1}$	n	$K / (\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$
0—10	0.054	0.392	0.0838	1.35	939.0
10—20	0.064	0.370	0.0793	1.38	834.2
20—30	0.056	0.365	0.0786	1.44	875.2
30—50	0.044	0.380	0.0536	1.65	351.4
50—150	0.046	0.440	0.0361	2.54	869.7

图 2 显示, 在浅部, 拟合出的土壤水分特征曲线与实测值吻合度较高, 而深部拟合结果与实测结果相差较大。可见, 不同土壤水分吸力条件下模拟结果不同, 在低土壤吸力的情况下模拟结果与实测误差较大, 这与李峰等 (2009) 的研究相吻合。

1.4 模型检验

为了检验模拟效果, 采用均方根误差、相对误差和 Nash 效率系数 (Nash and Sutcliffe, 1970) 3 个评价指标对模型进行定量评价, 各评价指标的计算公式如下:

均方根误差 (root mean square error, RMSE):

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2} \quad (9)$$

相对误差 (relative error, RE):

$$\text{RE} = \frac{\sum_{i=1}^N S_i}{\sum_{i=1}^N O_i} - 1 \quad (10)$$

Nash 效率系数 (Nash-sutcliffe efficiency coefficient, NSE):

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (11)$$

以上公式中: S_i 和 O_i 分别为第 i 个样本的模拟值和实测值; $\bar{O}$ 为实测值的平均值, N 为样本数。3 个指标中, RMSE 反映模拟值与实测值的绝对误差的平均程度, RE 反映模拟值与实测值总量之间的相对误差, NSE 反映模拟值与实测值随时间变化过程的符合程度, 当 $\text{NSE} > 0.5$ 时, 认为模拟值为可接受值。

模型输出结果包括蒸散发、土壤含水率和底部交换量等。前人研究表明, Hydrus-1D 在模拟非饱和带水盐运移方面具有较高的精度 (李亮等, 2010), 为了验证本模型运行结果的精度, 将模拟含水率值与实测含水率值进行比较, 利用

RMSE、RE 和 NSE 三个指标评价, 结果如图 3。

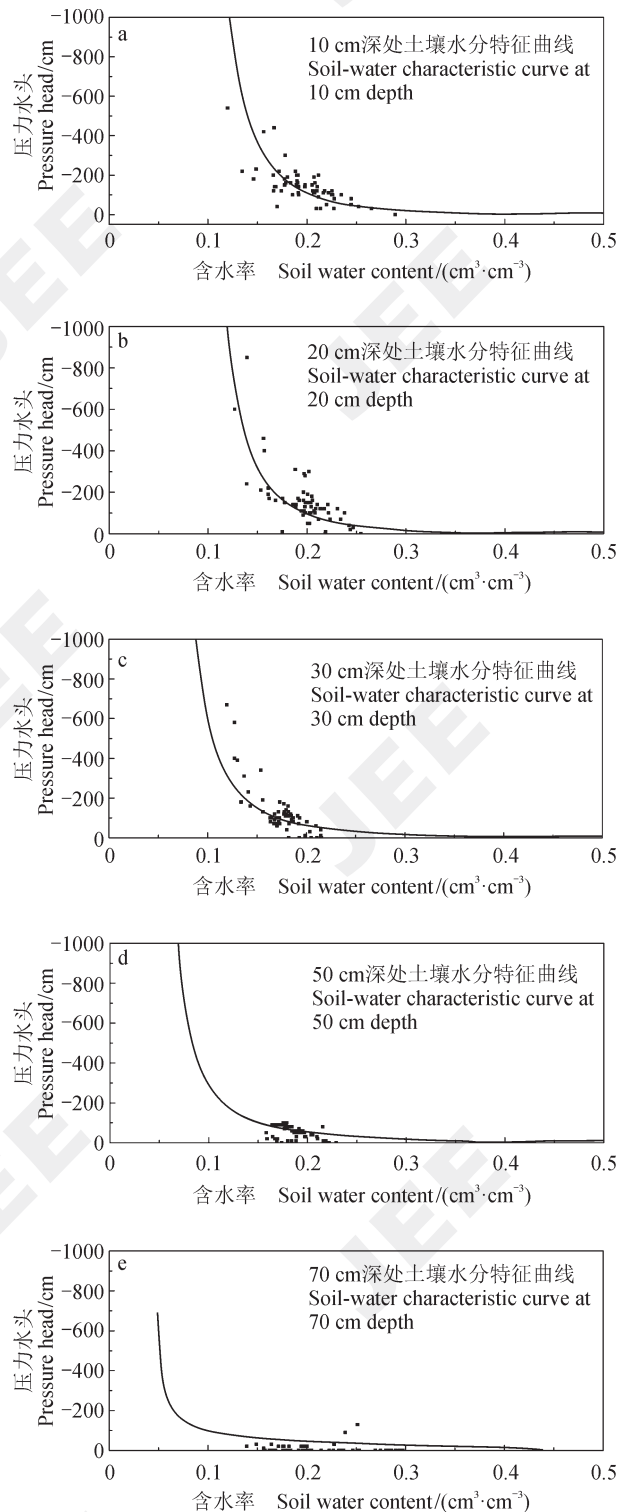


图2 各深度土层拟合土壤水分特征曲线与实测值关系
Fig.2 Relationship between soil-water characteristic curves and measured values at different depth

图3 结果显示, 模型对浅部土壤的模拟比较

精确, 受地下水影响, 在深部模拟精度有所下降。整体来看, 各层土壤含水率的模拟值均能满足精度要求。

2 结果与讨论

2.1 土壤水分变化特征

土壤含水率的变化同灌溉降水、作物生长、蒸散发有密切的联系, 在地下水浅埋区, 地下水对土壤水分也有着重要的影响 (Yang and Yanful, 2002; 乔冬梅等, 2005)。

毛乌素沙地地下水浅埋区田间土壤含水率、地下水埋深、灌溉降水之间的关系如图4所示。

图中表明, 深层含水率受地下水影响明显, 变化规律同地下水埋深的变化规律较浅层更相似, 而浅层土壤 (40 cm 深以上) 含水率受到了根系吸水及气象因素的影响, 对灌溉和降水的响应强烈, 并且波动性比较大。事实上, 灌溉因水分胁迫的出现而发生, 图4中可见, 当出现水分胁迫时, 位于 10 cm、20 cm、30 cm 深度处土壤的含水率约为 $0.17 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 、 $0.18 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 、 $0.18 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

土壤含水率与地下水埋深的关系说明地下水影响土壤含水率。在田间排水沟中可发现, 毛细水所形成的湿润面距离水面的高度可以达到 70—80 cm, 而研究时段的地下水埋深范围在 90—130 cm, 可见耕作层中的水分有一部分来自于地下水, 这部分水分将参与到农田的蒸散作用中。

2.2 水分通量计算

利用 Hydrus-1D 模型输出田间蒸散量、土壤水储存量和底部交换量, 田间水文变化过程见图5。

结果表明, 玉米的蒸散发与 LAI 之间关系密切。玉米生长初期 LAI 值小, 田间蒸发强烈, 随着 LAI 值的增大, 蒸发量呈减小趋势, 而蒸腾量逐渐变大。研究时段内平均地下水埋深为 112.1 cm, 毛细水上升高度则可以达到 70—80 cm, 模拟土层土壤水分储存量的变化与地下水埋深变化趋势相关性达 0.96, 而在图5中蒸散量与地下水埋深则呈反相关关系, 由此可定性判断地下水参与了农田的蒸散作用。

模型所输出的底部通量反映了模拟土层底部的水分交换信息, 可量化计算地下水对玉米生长的水分贡献。输出结果显示, 模拟土层底部水分交换剧烈, 在整个模拟期内, 底部水分上移量为 389.83 mm, 深层入渗量为 169.74 mm。由此可见, 地下水对玉米生长的水分贡献量为

220.09 mm, 其中水分上移主要在蒸散作用强烈和地下水位抬升的情况下发生, 深层入渗则主要发生在灌溉降水之后的较短时段内。灌溉作为补充土壤水分的方式, 最经济的灌水量是完成土壤水分亏缺的补充, 灌溉所引起的深层入渗是

灌水的多余量, 应尽量避免。研究时段内共发生 6 次灌溉, 每次灌溉水量约为 30 mm, 根据模型输出结果, 每次灌溉后深层入渗量平均值约为 8.5 mm, 因此可将灌溉量减少为原水量的 72%, 以实现水资源的有效利用和保护。

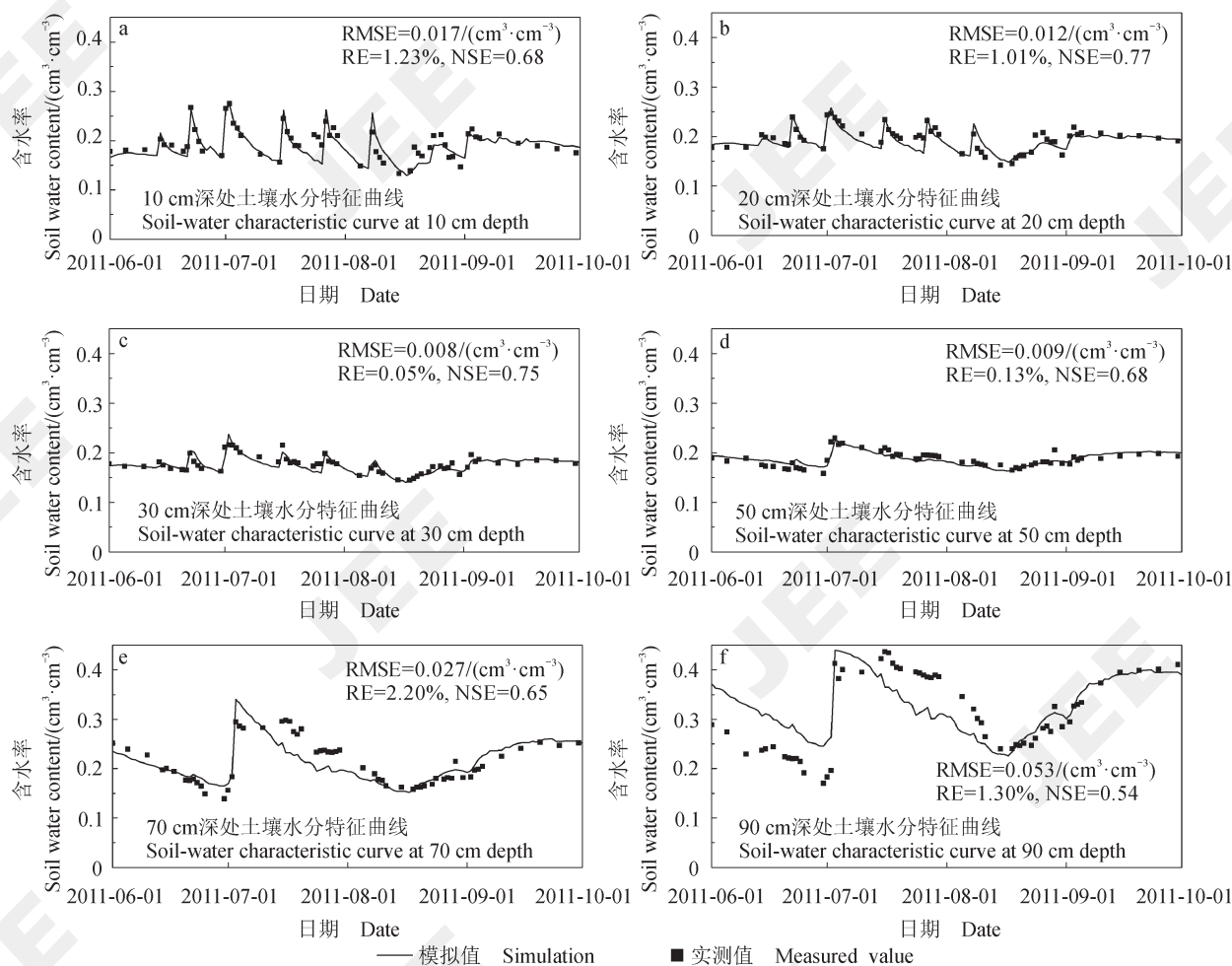


图3 春玉米试验田模拟值与实测值
Fig.3 Simulation and experimental values of spring corn field

为了研究田间水分通量的变化规律, 将水分通量按照玉米生长期进行分阶段定量研究, 如表3。

表3表明, 玉米全生育期蒸散总量为 580.32 mm, 其中, 蒸散主要发生在拔节、抽穗、灌浆三个生育阶段, 占整个生育期的 71.8%。蒸散最强烈发生在抽穗期, 蒸腾最强烈发生在抽穗期, 蒸发最强烈发生在播种期, 而在灌浆期最弱。在玉米整个生育期内蒸发量占蒸散量的比例为 31%。根据玉米生长过程和图 5a 所示信息, 说明蒸发、蒸腾与

叶面积指数具有显著的相关性, 其相关系数分别为 -0.599 和 0.712。

底部水分通量与降水灌溉和蒸散密切相关。在蒸散量较少的播种期, 灌溉降水补给量大, 在土壤层底部发生深层渗漏; 而在蒸散量比较大的抽穗和灌浆期, 底部水分上移, 补充土壤水分, 满足作物生长的蒸散; 蜡熟期虽然蒸散减弱, 但地表水分补给非常少, 底部水分依然是田间蒸散水量的主要来源。在整个生长期中, 地下水对蒸散的贡献量为 220.09 mm, 占总蒸散量比例的 37.9%。

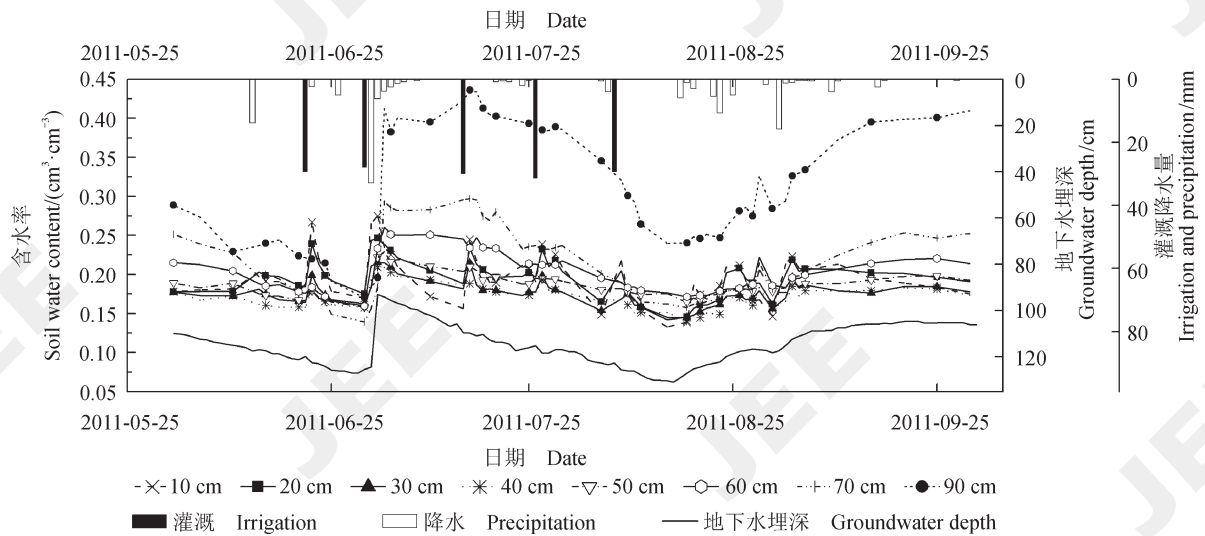


图4 不同深度土壤含水率、灌溉、降水、地下水埋深动态变化曲线
Fig.4 Dynamic curves of soil water content, irrigation, precipitation and groundwater depth

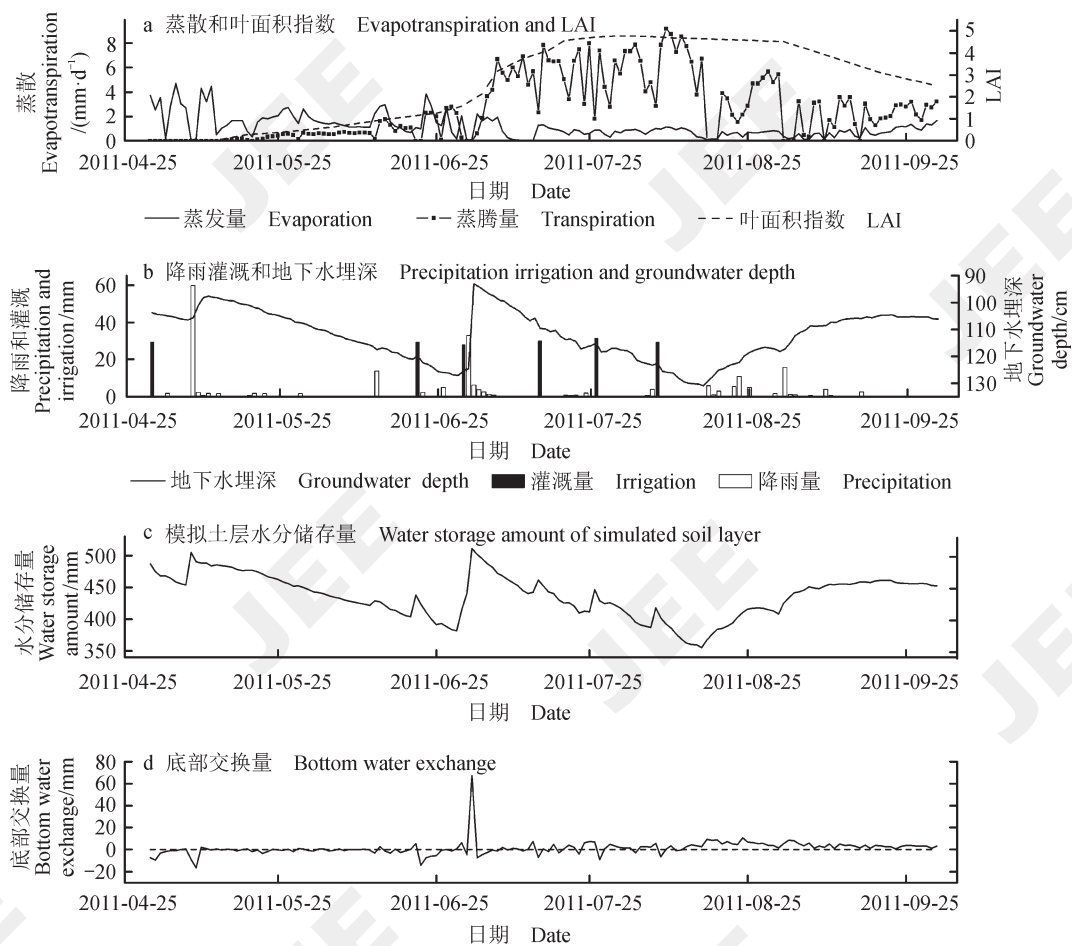


图5 水文变化过程及模型输出结果
Fig.5 Hydrological process and model output

表 3 春玉米不同生长阶段田间水分通量变化
Tab.3 Water flux changes at different growth stages of spring corn

生长阶段 / 日期 Growth stage /Date	天数 Days /d	灌溉降 水入渗 Infiltration of irrigation and rainfall/mm	蒸散 Evapotranspiration /mm	日蒸散 Daily evapotranspiration /(mm·d ⁻¹)	日蒸发 Daily evaporation /mm	日蒸腾 Daily transpiration /mm	蒸发量占蒸散量 比例 Proportion of evaporation in evapotranspiration /%	底面 均衡 Bottom balanced /mm	日底面 均衡 Daily balanced at bottom /(mm·d ⁻¹)
播种 Sowing									
2011-04-30— 2011-05-12	13	-95.77	35.42	2.72	2.72	0.00	100	-45.30	-3.48
出苗 Seeding									
2011-05-13— 2011-06-11	30	-6.81	58.13	1.94	1.54	0.40	79	-9.24	-0.31
拔节 Jointing									
2011-06-12— 2011-07-17	36	-143.15	143.10	3.97	1.28	2.70	32	17.87	0.50
抽穗 Earing									
2011-07-18— 2011-08-07	21	-62.47	131.53	6.26	0.75	5.51	12	41.77	1.99
灌浆 Filling									
2011-08-08— 2011-09-08	32	-26.59	142.05	4.44	0.59	3.85	13	144.91	4.53
蜡熟 Dough									
2011-09-09— 2011-10-01	23	-3.21	70.10	3.05	0.85	2.20	28	70.08	3.05
全期 Whole stage									
2011-04-30— 2011-10-01	155	-338.00	580.32	3.74	1.17	2.57	31	220.09	1.42

负号表示方向为垂直地面向下。

The negative sign indicates that the direction is perpendicular downward to the ground.

2.3 地下水利用量与埋深关系

玉米的蒸散水分主要来自于降水灌溉、地下水、土壤水储存减少三部分。研究表明,地下水埋深直接影响植物根区土壤水分状况,地下水埋深越大,对植物耗水的补给作用越弱(亢连强等, 2007)。

近几十年来,毛乌素沙地生态环境逐渐恶化,地下水位逐渐下降(徐小玲和延军平, 2003)。地下水位的下降,减少了作物对地下水的利用,在同样气象条件下,所需灌溉量增多。为了推算不同地下水埋深下玉米对地下水的利用量,在Hydrus-1D模型的基础上,将模拟土层改为200 cm深,利用研究年气象条件,在地下水平均埋深112.1 cm的基础上降低地下水位,推测在不同地下水位埋深条件下玉米对地下水的利用量。其中假定作物生长状态不变,为了满足水分需求,需相应增加灌溉量,结果如图6所示。

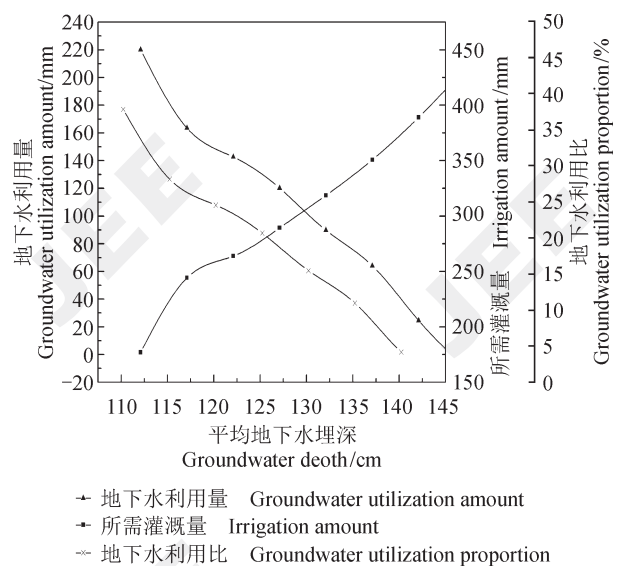


图 6 不同地下水埋深条件下春玉米水分利用情况
Fig.6 Groundwater uptake of spring corn under different depth

结果显示, 随着地下水位的不断下降, 玉米对地下水的利用量逐渐减小, 所需灌溉量相应增加。当地下水位下降到埋深为 147 cm 的时候, 玉米生长将不再利用地下水, 而此时的灌溉量需要 432.45 mm。所以, 在毛乌素沙地, 随着生态环境的不断恶化, 地下水位的不断下降, 当地的农业生产将会面临更大的压力。

3 结论

基于原位监测和 Hydrus-1D 模拟, 对毛乌素沙地地下水浅埋区春玉米田间水分动态进行研究, 结论如下:

(1) 毛乌素沙地地下水埋深较浅, 地下水与土壤水之间联系紧密。受根系吸水和气象因素的影响, 10—40 cm 深土层水分变化剧烈, 而 50 cm 深以下土层水分变化受地下水的影响更显著。

(2) 玉米全生育期的蒸散总量为 580.32 mm, 其中蒸发占比为 31%。玉米的生长与地下水有密切的联系, 地下水对玉米生长的水分贡献量为 220.09 mm, 占耗水总量的 37.9%。

(3) 现有的灌水量造成了水分的深层渗漏, 为合理利用和保护水资源, 在不改变灌溉方式的情况下, 可将灌溉量减少为原水量的 72%。

(4) 地下水位的下降会减少作物对地下水的利用量, 并且引起灌溉量的增加, 当地下水位下降到埋深为 147 cm 的时候, 玉米生长将不再利用地下水, 而此时灌溉量也达到最大为 432.45 mm。

参考文献

- 包 含, 侯立柱, 沈建根, 等. 2014. 毛乌素沙地农田土壤水分动态特征研究[J]. *中国生态农业学报*, 22(11): 1301–1309. [Bao H, Hou L Z, Shen J G, et al. 2014. Research on soil water dynamics of farmland in Mu Us Sand Land [J]. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*, 22(11): 1301–1309.]
- 傅子洵, 王云强, 安芷生. 2015. 黄土高原水蚀风蚀交错带不同植被类型下土壤水分动态特征[J]. *地球环境学报*, 6(3): 188–194. [Fu Z H, Wang Y Q, An Z S. 2015. Dynamics of deep soil moisture under different vegetation types in the wind-water erosion crisscross on the Chinese Loess Plateau [J]. *Journal of Earth Environment*, 6(3): 188–194.]
- 高 浩, 秦树高, 朱林峰, 等. 2016. 单株油蒿蒸腾耗水特征及其与环境因素的关系[J]. *水土保持通报*, 36(2): 76–81. [Gao H, Qin S G, Zhu L F, et al. 2016. Characteristics of water consumption of artemisia ordosica through transpiration and its relationships with environmental factors [J]. *Bulletin of Soil*

and Water Conservation, 36(2): 76–81.]

- 贺美娜, 童永平, 王云强, 等. 2017. 黄土区坡面尺度微地形和次降雨对 5 m 土壤水分影响的典型个例分析[J]. *地球环境学报*, 8(4): 357–366. [He M N, Tong Y P, Wang Y Q, et al. 2017. A case study on the effects of micro-topography and rainfall events on 0–5 m soil moisture at a slope of the Loess Plateau [J]. *Journal of Earth Environment*, 8(4): 357–366.]
- 亢连强, 齐学斌, 马耀光, 等. 2007. 不同地下水埋深条件下再生水灌溉对冬小麦生长的影响[J]. *农业工程学报*, 23(6): 95–100. [Kang L Q, Qi X B, Ma Y G, et al. 2007. Effects of reclaimed water irrigation on winter wheat growth under different groundwater tables [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 23(6): 95–100.]
- 雷志栋, 杨诗秀, 倪广恒, 等. 1992. 地下水埋深类型与土壤水分动态特征[J]. *水利学报*, (2): 1–6. [Lei Z D, Yang S X, Ni G H, et al. 1992. Water continuum feature in response to the type of groundwater level [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, (2): 1–6.]
- 李 峰, 缴锡云, 李盼盼, 等. 2009. 田间土壤水分特征曲线参数反演[J]. *河海大学学报 (自然科学版)*, 37(4): 373–377. [Li F, Jiao X Y, Li P P, et al. 2009. Parametric inversion of soil water characteristic curves of farmland [J]. *Journal of Hehai University (Natural Sciences)*, 37(4): 373–377.]
- 李 亮, 史海滨, 贾锦凤, 等. 2010. 内蒙古河套灌区荒地水盐运移规律模拟[J]. *农业工程学报*, 26(1): 31–35. [Li L, Shi H B, Jia J F, et al. 2010. Simulation of water and salt transport of uncultivated land in Hetao Irrigation District in Inner Mongolia [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 26(1): 31–35.]
- 李向岭, 赵 明, 李从锋, 等. 2011. 玉米叶面积系数动态特征及其积温模型的建立[J]. *作物学报*, 37(2): 321–330. [Li X L, Zhao M, Li C F, et al. 2011. Dynamic characteristics of leaf area index in maize and its model establishment based on accumulated temperature [J]. *Acta Agronomica Sinica*, 37(2): 321–330.]
- 彭致功, 刘 钰, 许 迪, 等. 2008. 基于遥感 ET 数据的区域水资源状况及典型农作物耗水分析[J]. *灌溉排水学报*, 27(6): 6–9. [Peng Z G, Liu Y, Xu D, et al. 2008. Analysis of regional water resources and crops water consumption based on remote sensing ET data [J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 27(6): 6–9.]
- 祁红彦, 周广胜, 李荣平, 等. 2011. 玉米群体消光系数的动态变化及其模拟[J]. *安徽农业科学*, 39(29): 17826–17829. [Qi H Y, Zhou G S, Li R P, et al. 2011. Dynamic variation of extinction coefficient of corn population and its simulation [J]. *Journal of Anhui Agricultural Science*, 39(29): 17826–17829.]
- 钱 多, 查天山, 吴 斌, 等. 2017. 毛乌素沙地参考作

- 物蒸散量变化特征与成因分析[J]. *生态学报*, 37(6): 1966–1974. [Qian D, Zha T S, Wu B, et al. 2017. Spatio-temporal distribution characteristics of reference crop evapotranspiration in the Mu Us desert [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 37(6): 1966–1974.]
- 乔冬梅, 史海滨, 霍再林. 2005. 浅地下水埋深条件下土壤水盐动态 BP 网络模型研究[J]. *农业工程学报*, 21(9): 42–46. [Qiao D M, Shi H B, Huo Z L. 2005. BP network model for soil water-salt movement with a shallow groundwater table [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 21(9): 42–46.]
- 宋献方, 王仕琴, 肖国强, 等. 2011. 华北平原地下水浅埋区土壤水分动态的时间序列分析[J]. *自然资源学报*, 26(1): 145–155. [Song X F, Wang S Q, Xiao G Q, et al. 2011. Time series analysis of soil water dynamics in the shallow groundwater areas of North China Plain [J]. *Journal of Natural Resources*, 26(1): 145–155.]
- 孙宏勇, 刘昌明, 张喜英, 等. 2004. 华北平原冬小麦田间蒸散与棵间蒸发的变化规律研究[J]. *中国生态农业学报*, 12(3): 67–69. [Sun H Y, Liu C M, Zhang X Y, et al. 2004. The changing laws of the diurnal evapotranspiration and soil evaporation between plants in the winter wheat field of the North China Plain [J]. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*, 12(3): 67–69.]
- 王鹤松, 桑玉强, 戴喜红, 等. 2010. 毛乌素沙地麻黄的蒸散耗水特征和水分供求关系[J]. *中国农业气象*, 31(2): 206–210. [Wang H S, Sang Y Q, Dai X H, et al. 2010. Characters of evapotranspiration and water supply-demand relation for chinese ephedra in Mu Us Sandy Land [J]. *Chinese Journal of Agrometeorology*, 31(2): 206–210.]
- 王云强, 邵明安, 刘志鹏. 2012. 黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J]. *水科学进展*, 23(3): 310–316. [Wang Y Q, Shao M A, Liu Z P. 2012. Spatial variability of soil moisture in the continental scale of the Loess Plateau [J]. *Progress in Water Sciences*, 23(3): 310–316.]
- 徐小玲, 延军平. 2003. 近 30 年毛乌素沙区的气候与厄尔尼诺/拉尼娜事件的相关分析[J]. *干旱区研究*, 20(2): 117–122. [Xu X L, Yan J P. 2003. Analysis on the correlation between the climate change over Mu Us Sand Land and the El Niño/ La Niña events since recent 30 years [J]. *Arid Zone Research*, 20(2): 117–122.]
- 于晓娜, 李恩贵, 黄永梅, 等. 2015. 毛乌素沙地油蒿 (*Artemisia ordosica*) 群落土壤水分动态特征[J]. *中国沙漠*, 35(3): 674–682. [Yu X N, Li E G, Huang Y M, et al. 2015. Soil moisture dynamics of *Artemisia ordosica* communities in the Mu Us Sandy Land [J]. *Journal of Desert Research*, 35(3): 674–682.]
- 袁成福, 冯绍元, 蒋 静, 等. 2014. 咸水非充分灌溉条件下土壤水盐运动 SWAP 模型模拟[J]. *农业工程学报*, 30(20): 72–82. [Yuan C F, Feng S Y, Jiang J, et al. 2014. Simulation of water-salt transport by SWAP model under deficit irrigation with saline water [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 30(20): 72–82.]
- 张蔚榛. 1996. 地下水与土壤水动力学[M]. 北京: 中国水利水电出版社: 277–278. [Zhang W Z. 1996. Groundwater and soil water dynamics [M]. Beijing: China Water Power Press: 277–278.]
- Albert O, Habiba C, Dominique C, et al. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT Models [J]. *Remote Sensing of Environment*, 68(3): 341–356.
- Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements—FAO Irrigation and Drainage Paper 56 [M]. Rome: FAO.
- Cubera E, Moreno G. 2007. Effect of land-use on soil water dynamic in dehesas of Central-Western Spain [J]. *Catena*, 71(2): 298–308.
- Duan L, Huang M, Zhang L. 2016. Differences in hydrological responses for different vegetation types on a steep slope on the Loess Plateau, China [J]. *Journal of Hydrology*, 537: 356–366.
- Feddes R A, Kowalik P J, Zaradny H. 1978. Simulation of field water use and crop yield [M]. New York, NY: John Wiley and Sons.
- Genuchten M T V. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 44(44): 892–898.
- Nash J E, Sutcliffe J V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—a discussion of principles [J]. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282–290.
- Philip J R. 1966. Plant water relations: Some physical aspects [J]. *Annual Review of Plant Physiology*, 17(1): 245–268.
- Ritchie J T. 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover [J]. *Water Resources Research*, 8(5): 1204–1213.
- Simunek J, Sejna M, Genuchten M T V. 1998. The hydrus-1D software package for simulating the one 2-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media [R]. U. S. Salinity Laboratory.
- Yang M, Yanful E K. 2002. Water balance during evaporation and drainage in cover soils under different water table conditions [J]. *Advances in Environmental Research*, 6(4): 505–521.
- Zhu Y H, Ren L L, Skaggs T H, et al. 2009. Simulation of populus euphratica root uptake of groundwater in an arid woodland of the Ejina Basin, China [J]. *Hydrological Processes*, 23(17): 2460–2469.