毛乌素沙地南缘降水入渗滞后补给与模型参数敏感性分析

王 锴[1,2,3], 杨泽元[1,2,3], 袁 悦[1,2,3], 陈志军[1,2,3]

(1. 长安大学 环境科学与工程学院, 陕西 西安 710054; 2. 旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 陕西省地下水与生态环境工程研究中心, 陕西 西安 710054)

摘 要: [目的] 研究陕北毛乌素沙地南缘降水入渗滞后补给与数值模型参数敏感性,为该地区地下水资源合理开发利用与生态环境保护提供科学依据。[方法] 基于原位监测数据分析降水入渗滞后补给现象,采用输入输出变化率(ROV)分析数值模型参数敏感性。[结果] 小雨型的降水包气带响应深度为 3～10 cm,中雨型为 30～60 cm,大雨型为 60～90 cm,暴雨型均大于 90 cm,地下水补给滞后时间约 4～11 h。参数敏感性分析表明,底部通量对于饱和含水率最为敏感。[结论] 入渗响应深度与降水量线性相关,降水补给滞后时间与饱和含水率显著正相关。

关键词: 降水入渗滞后; 数值模型; 参数敏感性; 地下水浅埋区; 毛乌素沙地

文献标识码: A **文章编号**: 1000-288X(2019)02-0068-08 **中图分类号**: P641

文献参数: 王锴, 杨泽元, 袁悦, 等. 毛乌素沙地南缘降水入渗滞后补给与模型参数敏感性分析[J]. 水土保持通报,2019,39(2):68-75. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2019.02.011; Wang Kai, Yang Zeyuan, Yuan Yue, et al. Lagging infiltration recharge in south margin of Mu Us sandy land and parameter sensitivity analysis of model[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2019,39(2):68-75.

Lagging Infiltration Recharge in South Margin of Mu Us Sandy Land and Parameter Sensitivity Analysis of Model

Wang Kai[1,2,3], Yang Zeyuan[1,2,3], Yuan Yue[1,2,3], Chen Zhijun[1,2,3]

(1. *School of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi* 710054, *China*; 2. *Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effect in Arid Regions of Ministry of Education, Xi'an, Shaanxi* 710054, *China*; 3. *Engineering Research Center of Groundwater and Eco-environment of Shaanxi Province, Xi'an, Shaanxi* 710054, *China*)

Abstract: [Objective] The lagging infiltration recharge in south margin of Mu Us sandy land and parameter sensitivity of numerical model were studied in order to provide scientific basis for rational exploitation and utilization of groundwater resources and protection of ecological environment in this area. [Methods] Lagging infiltration recharge was analyzed based on field monitoring data, and sensitivity analysis of numerical model parameters was conducted using ratio of variation (ROV). [Results] The response depth of water content to the precipitation was 3～10 cm in small rain scenario, and 30～60 cm, 60～90 cm, more than 90 cm in middle, heavy and storm rain scenarios. The groundwater recharge was approximately 4～11 h lagged. Sensitivity analysis showed that saturated water content (θ_s) was the most sensitive parameter to the bottom flux. [Conclusion] The response depth of water content are linearly correlated with the precipitation and the groundwater recharge lag time has a positive correlation with θ_s.

Keywords: **precipitation infiltration lag; numerical model; parameter sensibility; shallow groundwater area; Mu Us sandy land**

收稿日期:2018-11-15 **修回日期**:2018-12-12

资助项目:国家自然科学基金项目(41272247; 41672250; 41230314); 中央高校基本科研业务费(300102298204)

第一作者:王锴(1994—),男(汉族),四川省广汉市人,硕士研究生,研究方向为包气带水文。E-mail:wangkai.sc@qq.com。

通讯作者:杨泽元(1969—),男(汉族),重庆市人,博士,副教授,主要从事干旱半干旱地区地下水和生态环境关系研究。E-mail:yangzeyu@chd.edu.cn。

毛乌素沙地位于半干旱气候区,境内包含陕北和内蒙能源化工基地,随着该地区工农业发展与人口增长,用水量短缺形势越发严峻。该地区主要用水来源为地下水,降水入渗是地下水补给的主要来源,研究该地区降水入渗补给是其地下水资源评价的重要基础工作[1]。前人[2-3]常采用年降水量与区域入渗补给系数计算区域性降水入渗补给量,很少考虑入渗过程的滞后性。地下水补给总是滞后于降水事件,某一时段内补给量实际由该时段之前的时段内降水所决定。同时,由于补给滞后的存在,含水层对于人类活动与气候变化的响应往往不会立即发生[4],这给地下水可持续开发带来挑战。因此研究地下水的补给滞后现象对于提升地下水资源评价精度与地下水资源合理利用具有重要意义。

降水入渗受降水量、大气条件、地下水位埋深与土壤入渗能力等因素影响,超出地表入渗能力的降水产生地表径流;渗入包气带的水分在不同深度重分布,其中超出田间持水量的部分经内排水补给含水层。在干旱半干旱地区,土壤表面含水率对降水响应强烈,随着深度增大,含水率响应逐渐减弱,一般将某次降水中入渗能够到达的最大深度称为入渗响应深度,入渗响应深度与降水量呈近线性递增关系[5]。Elad Dafny[6]研究地中海东岸半干旱地区发现地下 22 m 处补给滞后时间可达 20 a。许登科[7]由监测数据研究了毛乌素沙地降水入渗的滞后时间,但试验结果受到原位条件的限制,且缺乏对于滞后补给影响因素的探讨。降水入渗过程与滞后现象的研究通常需要借助包气带水分运移模型,基于活塞流理论,Green 和 Ampt 提出了 Green-Ampt 模型并得到广泛应用,但该模型不能求解出含水率的实际空间分布。Richard[8]推导出描述土壤水一维垂向运动的 Richard 方程,然而 Richard 方程具有高度非线性,不易求出解析解。Philip 和 Warrick 等人[9-12]基于 Richard 方程发展很多近似解,并拓展出考虑蒸发和根系吸水的模型。由于包气带水分运移模型求解的复杂性,其后有限差分、有限元等数学方法被用来求解上述方程的数值解。Šimunek 等人[13-14]开发出 Hydrus-1D 软件来模拟变饱和带中一维水汽热耦合问题并得到广泛应用。然而相对于饱和带,包气带水分运移模型参数众多,参数之间具有相关性且对于计算结果有显著影响[15]。确定包气带水分运移方程主要参数敏感性对于数值模拟计算和降水补给研究都很有必要。因此,本文基于原位监测数据,研究浅埋深条件下不同降水对包气带水分和地下水的滞后补给过程与规律,并利用 Hydrus-1 D 软件建立该区一维变饱和带水汽热耦合运移模型,以补给量(累计底部通量)为指标,对模型主要水力学参数进行敏感性分析,论证野外实际条件下模型参数对于降水入渗补给的影响,旨在为干旱半干旱地区降水入渗滞后补给研究提供科学依据,服务于该地区地下水资源合理开发利用与生态环境保护。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

研究区位于陕西省榆林市补浪河乡,地处毛乌素沙地南缘。年均降水量 365 mm,年均蒸发量 1 246 mm。主要潜水含水层为第四系风积孔隙含水层,岩性为中砂,不含黏土(表 1)。地下水常年埋深 1.3～1.5 m,主要补给来源为大气降水,占天然补给总量 85%以上[16],主要排泄去路为蒸发排泄。

表 1　研究区不同层土壤质地

深度/cm	砂/%	粉土/%	干容重/(g·cm^{-3})
0—20	96	4	1.606
20—80	98.4	1.6	1.634
80—150	99	1	1.7

1.2　研究方法

在原国土资源部地下水与生态陕西榆林野外观测基地建立原位试验场。监测地下 5,10,30,60,90 cm 深处含水率,同时获取场地气象数据。包气带含水率和温度由 5 TM 传感器监测(美国 Decagon 公司),采集频率为 10 min。气象数据由试验场内的波纹比系统(05130-5RMYong,美国 Campbell 公司)自动监测。地下水位由 MiniDiver 自动监测并记录数据,气象数据和地下水位的采集频率均为 1 h。

以野外原位监测数据为基础研究场地内包气带含水率与地下水位对降水入渗的滞后响应。根据场地条件建立水文地质概念模型并利用 Hydrus-1D 软件建立降水入渗模型。采用野外监测数据进行模型参数的识别与优化。

采用相对平均误差(AVRE)、相关系数(R)作为指标进行识别期模型误差分析。

$$\mathrm{AVRE}=\sum(\mathrm{VC}_1/\mathrm{VO}_1)/n \tag{1}$$

$$R=\frac{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{VC}_i-\overline{\mathrm{VC}})(\mathrm{VO}_i-\overline{\mathrm{VO}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{VC}_i-\overline{\mathrm{VC}})^2\cdot\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{VO}_i-\overline{\mathrm{VO}})^2}} \tag{2}$$

式中:VC_i——模拟值;VO_i——原位观测值;n——数据总数量。

通过上述过程识别获取基本参数,基于原位监测

含水率,负压,温度数据建立反解模型(共 14 d,4 695 个数据点)。反解计算采用 Hydrus-1D 的 Inverse solution 模块进行,对 van-Genuchten 方程中的各参数 θ_r(残余含水率),α,n(水土特征曲线方程的参数)和 K_s(饱和渗透系数)进行反解,反解方法为最小目标函数法[17]。选取 SSR,r^2 最优对应的参数作为参数优化结果。其中 SSR 为反解过程中目标函数值。r^2 为拟合值与观测值的相关系数,r^2 为 1 表示拟合最佳。

$$r^2=\frac{\left(\sum w_i\hat{y}_i y_i-\frac{\sum\hat{y}_i\sum y_i}{\sum w_i}\right)^2}{\left(\sum w_i\hat{y}_i^2-\frac{(\sum\hat{y}_i)^2}{\sum w_i}\right)\left(\sum y_i^2-\frac{(\sum y_i)^2}{\sum w_i}\right)} \quad (3)$$

式中:$\hat{y}_i$——原位监测值;y_i——拟合值;w_i——数据权重。

参数获取完毕后,以累计底部通量为指标,采用单参数扰动方法进行敏感性分析,重点关注不同参数改变对于地下水补给滞后的影响。采用输入输出变化率(ROV)来分析模型计算对于参数的敏感性[15]。

$$\mathrm{ROV}(t)=\left\{\frac{[C(t)-C_{ref}(t)]/C_{ref}(t)}{(P-P_{ref})/P_{ref}}\right\} \quad (4)$$

式中:$C(t)$——模型实际计算结果(改变某一参数值的结果);$C_{ref}(t)$——模型参考计算结果(所有参数保持不变的结果),此处计算结果均为累计底部通量;P——实际输入参数;P_{ref} 为参考输入参数;t——时间。ROV(t)的绝对值越大,则模型对该参数越敏感。由于介质被划为多层,因此输入输出变化率均采用各层平均值。

2 结果与分析

2.1 包气带含水率响应滞后

研究区降水年际变化大,降水主要集中在每年的 6—9 月份,为丰雨期。由于每年的 11 月至次年 3 月是该区的冰冻期,只发生少量降雪,研究时段确定为 2014 年 3—10 月并将时段内的降水依据国标划分为小雨、中雨、大雨与暴雨[18]。包气带深度越浅,降水后含水率响应越剧烈,部分降水事件中地表最大含水率甚至接近饱和;同一地下水埋深下,降水量越大,包气带响应深度越大。以 8 月 26 日至 9 月 5 日为例(图 1),8 月 27 日降水 0.82 cm(小雨),仅 5 cm 深度有明显响应,其他深度含水率均无明显变化;8 月 30 日降水 7.1 cm(暴雨),包气带所有深度含水率都明显上升。选取研究时段内主要降水事件,通过相关性分析研究降水量与入渗响应深度的关系。如图 1 所示,入渗响应深度与降水量呈显著线性相关,相关系数 R 为 0.94 $>R(16,0.01)=0.59$。随着包气带深度增加,含水率响应存在明显滞后;以 7 月 8 日降水为例,10 cm处滞后时间为 13 h,30 cm 为 19 h,90 cm 为 29 h。

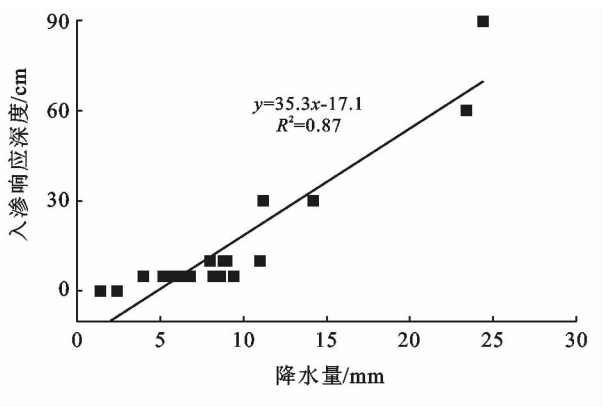


图 1 入渗响应深度与降水量相关关系

注意到 7 月 3 日降水(降水量 2.12 cm)历时4 h,最大雨强 14 mm/h,5,10,30 cm 深度含水率均明显响应,但 90 cm 处含水率只微弱变化;7 月 8 日(降水量 4.1 cm)历时 27 h,最大雨强仅 3 mm/h,90 cm 处含水率明显上升。前者降水强度更大,后者降水量更大,这说明降水量对于响应深度的影响大于降水强度(图 2)。

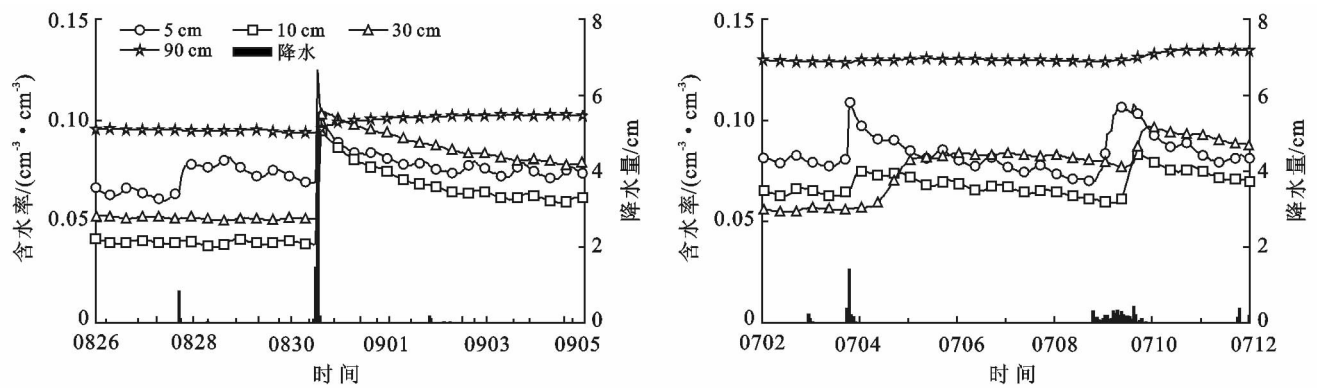


图 2 降水量与含水率变化时间序列

2.2　地下水滞后补给

无降水的时段,地下水位保持相对稳定(图 3),小雨和中雨后地下水位均未响应,如 6 月 25 日降水 5.2 mm,水位并无变化。大雨暴雨均会对地下水形成有效补给(如 6 月 29 日、7 月 3 日、7 月 9 日的降水),使得地下水位上升。试验时段内对地下水形成有效补给的降水统计结果详见表 2。从表 2 可知,降水量越大,地下水位上升幅度越大。相近降水事件如 7 月 3 日降水(降水量 2.12 cm)与 6 月 29 日降水(共 2.24 cm)下,水位埋深与地下水位升幅反相关。这是由于在蒸发条件相似时,水位埋深越大,包气带水分亏缺越大,降水后补给量也越小。降水之后,地下水位并不立即上升,一般把从降水开始到地下水位上升的时间间隔称为补给滞后时间;由表 2 可知,6 月 29 日降水(共 2.24 cm)补给滞后时间为 4 h,7 月 3 日降水(共 2.12 cm)补给滞后时间为 5 h;注意到这一滞后时间甚至小于 30 cm 处含水率响应时间,表明降水后存在优势流通道,降水入渗通过优势流通道提前进入地下水,引起地下水位响应。历次降水后地下水补给滞后时间均随着降水强度的增大而减小,但减小幅度逐渐放缓。这是由于随着降水强度的增大,入渗率也随之增大;但当降水强度逐渐接近或超过土壤入渗能力后,入渗率不再变化,相应的入渗补给滞后时间也趋于一定值。需要注意的是,9 月 10 日降水 3.06 cm,较 9 月 22 日降水 5.46 cm 差别并不大,但后者地下水位上升剧烈,这是由于后者的前期降水量更大,前期降水有效补给了包气带水分,较高的包气带含水率促进了后期降水入渗。

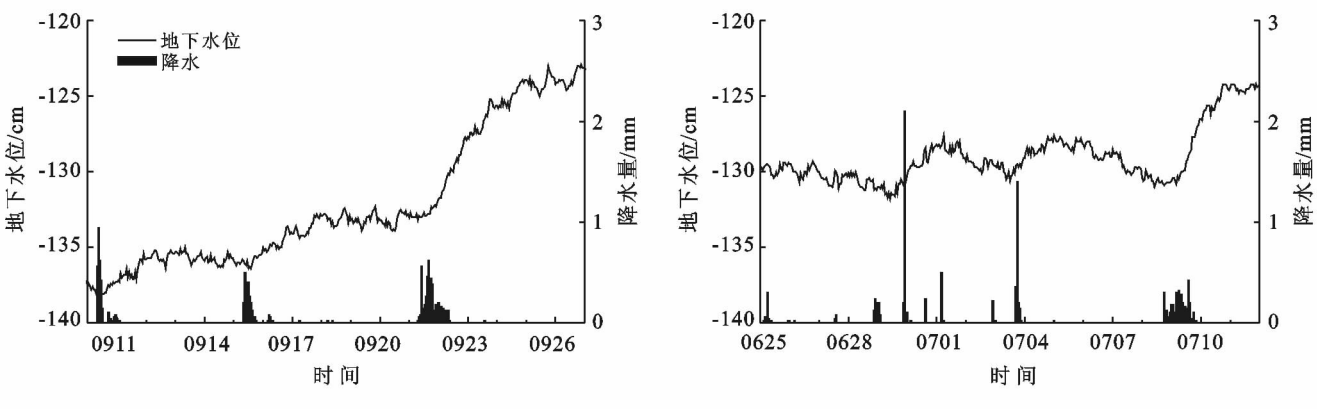


图 3　地下水位与降水量变化时间序列

表 2　降水后地下水位波动与补给滞后时间

雨型		大雨			暴雨		
降水量/mm		21.2	41.4	30.6	71.6	54.6	22.4
降水强度/(mm·h^{-1})		4.24	1.53	1.7	17.9	2.1	4.48
地下水位升幅/cm		1.3	1.6	2.9	9.1	9.9	1.8
补给滞后时间/h		5	11	8	3	6	4
地下水埋深/cm	雨前	129.4	129.5	130.6	145.3	133.1	121.6
	雨后	128.1	127.9	127.7	136.2	123.2	119.8

2.3　降水入渗数值模型建立与参数敏感性分析

2.3.1　*模型建立*　以地表为坐标原点,向上为正。建立水文地质概念模型,地表作为模型的上边界。地下埋深 150 cm 处作为模型的下边界,忽略水平径流,由此可以概化为变饱和带一维非稳定流模型。含水介质依据颗粒分析和容重概化为 3 层,其中 0—20 cm 为第 1 层,20—80 cm 为第 2 层,80—150 cm 为第 3 层。在 Hydrus 中选用大气边界作为水分运移的上边界条件,可变压力水头作为水分运移的下边界条件。热运移的上下边界条件分别为上下边界温度。选用 Van-Genuchten 方程作为水力特征曲线,考虑持水曲线的滞后效应。含水率初始条件采用与初始时间地下水位相平衡的含水率分布。温度初始条件设置为初始时刻监测值。模型的初始土壤水力学参数详见表 3。采用 Hydrus 中基于颗粒分析和容重数据的神经网络预测结果。

表 3　经神经元预测分析得到的土壤水力学参数

深度/cm	θ_r/(cm^3·cm^{-3})	θ_s	α/cm^{-1}	n	K_s/(cm·h^{-1})
0—20	0.048	0.35	0.034	3.8	34
20—80	0.05	0.34	0.032	4.1	43
80—150	0.05	0.32	0.032	4	40

注:θ_s,α,n,,K_s,θ_r 均为 van-Genuchten 方程中参数。θ_r 为残余含水率;α 和 n 为水土特征曲线方程的参数;K_s 为饱和渗透系数;θ_s 为饱和含水率。

2.3.2 模型参数获取 选取 2014 年 7 月 2—15 日作为模型参数的识别期。识别期包气带深度 5,30,60 cm 处含水率、温度模拟值与观测值对比如图 4 所示。

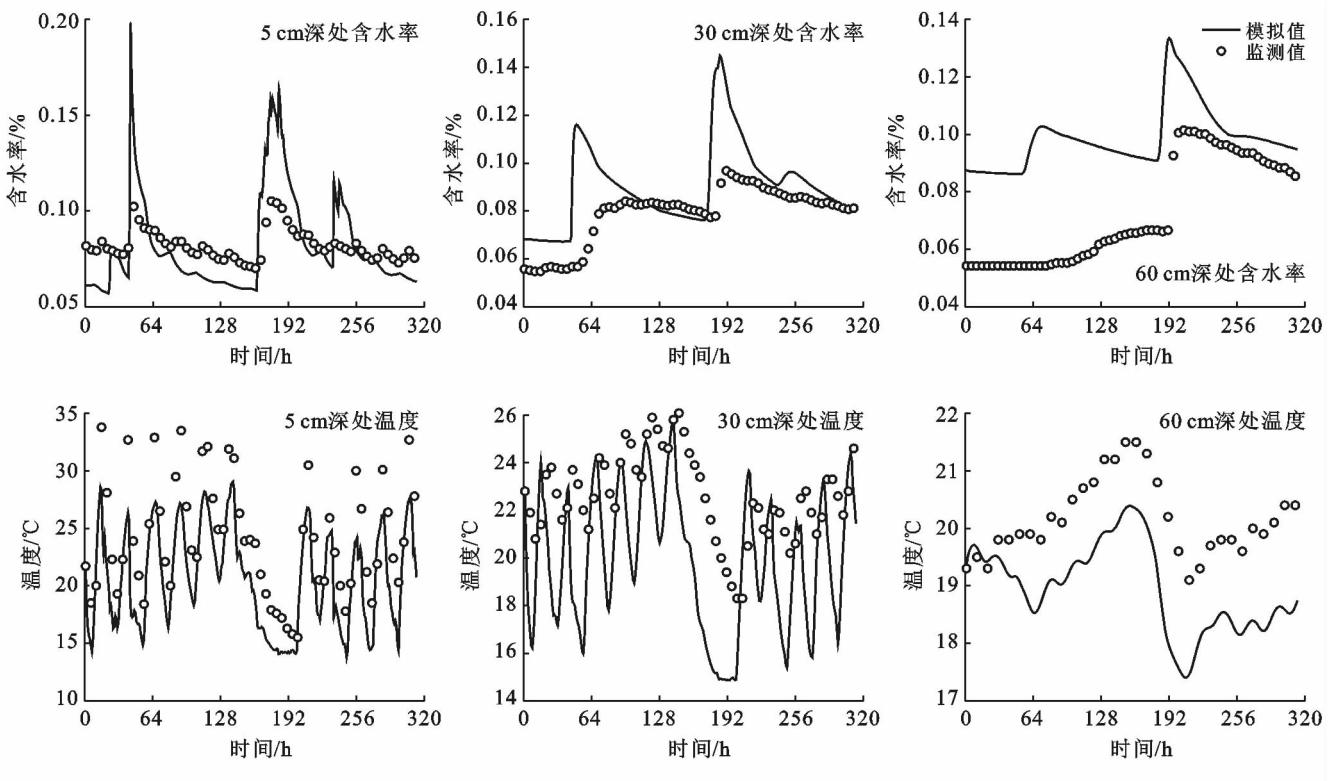


图 4 模型识别期包气带不同深处含水率与温度

模型在识别期的计算误差结果详见表 4—5,除埋深 60 cm 处误差较大外,总体计算结果较好。经过参数反演优化,选取 SSR=1.854,r^2=0.926 时对应的参数作为优化结果,最终确定的水、热力学参数详见表 6—7。

表 4 识别期模型计算含水率误差结果

指标	埋深/cm					总误差
	5	10	30	60	90	
AVRE	1	1.29	1.13	1.43	1.04	1.178
R 值	0.847	0.524	0.471	0.57	0.656	

注:AVRE 为模型计算值与监测值的相对平均误差,*R* 为相关系数。

表 5 识别期模型计算温度误差结果

指标	埋深/cm				
	5	10	30	60	90
R 值	0.931	0.855	0.897	0.71	0.568

2.3.3 van-Genuchten 方程参数敏感性分析 由于调参过程中涉及的参数较多,对 van-Genuchten 主要的土壤水力学参数 θ_r,α,n,K_s 进行了敏感性分析。通过对某一参数进行增减,维持其余参数不变,确定参数敏感性[15]。敏感性分析中参数取用情况详见表 8。

表 6 模型识别及优化后所得土壤水力学参数

包气带层次	θ_r	θ_s	α	n	K_s	l	θ^m	θ_s^w	α^w	K_s^w
第一层	0.03	0.34	0.062	2.1	23	0.5	0.344	0.32	0.06	23
第二层	0.03	0.34	0.06	2.2	23	0.5	0.344	0.32	0.06	23
第三层	0.03	0.34	0.074	2	23	0.5	0.344	0.32	0.07	23

注:θ_r 为残余含水率;θ_s 为饱和含水率;α,n 为土壤持水曲线的参数;K_s 为饱和导水系数;θ^m,θ_s^w,α^w,K_s^w 为考虑滞后效应的土壤持水曲线的参数。

表 7 模型识别及优化后所得土壤热力学参数

包气带层次	S_o	D_i	b_1	b_2	b_3	C_n	C_w
1—3 层	0.656	5	1.28E+10	−5.05E+12	1.51E+13	5.50E+10	5.24E+11

注:b_1,b_2,b_3 为热传导系数 $\lambda(\theta)$ 的参数;C_n 为固态物质的体积热容;C_w 为水的体积热容;D_i 为热扩散系数;S_o 为固态物质体积百分比。

表 8　参数敏感性分析中所用土壤水力学参数

分层	变幅/%	α/cm^{-1}	n	K_s/(cm·h^{-1})	θ_s/(cm^3·cm^{-3})
第 1 层	25	0.0775	2.375	28.75	0.425
	−25	0.0465	1.825	17.25	0.255
第 2 层	25	0.075	2.5	28.75	0.425
	−25	0.045	1.9	17.25	0.255
第 3 层	25	0.0925	2.25	28.75	0.425
	−25	0.0555	1.75	17.25	0.255

注:考虑到 n 最小取 1,故 n 的变化为在原始值与 1 作差的基础上再增减 25%。

采用累积底部通量误差进行参数敏感性分析。时间起点为 7 月 2 日 0:00,图中下标为 0 的表示该参数的初始值。−25 表示减小 25%的参数值,+25 表示增加 25%的参数值(图 5)。各参数的输入输出变化率详见表 9。从表 9 可知,底部通量对 θ_s 最为敏感,对 K_s 最不敏感。α 与 n 的敏感性介于 θ_s 与 K_s 之间,其中 n 比 α 更敏感。若以底部通量代替地下水补给量,则地下水补给量的大小主要由 θ_s 控制,θ_s 越大,入渗过程中包气带持水能力越强,地下水补给量越小。从图 5 中可以看出,θ_s 与 K_s 对于降水补给的滞后影响较大,当 K_s 减小或 θ_s 增大时,累计底部通量拐点时间(指示着补给开始时间)明显滞后;其中 θ_s 增大 25%,滞后时间增长 10～16 h;K_s 减小 25%,滞后时间增长 6～8 h。值得注意的是,若包气带剖面处于蒸发状态,K_s 的改变几乎不引起底部通量的变化,此时 K_s 的敏感性很弱。

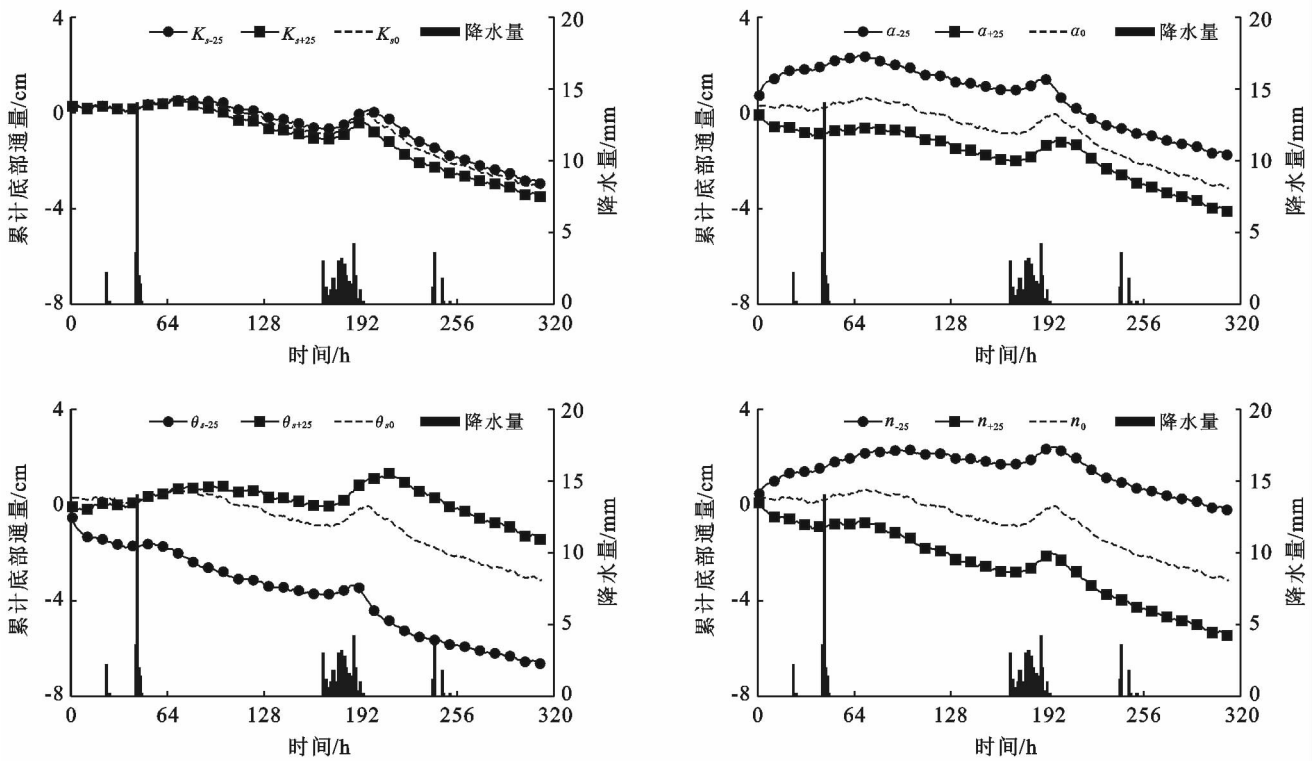


图 5　不同参数变化对模拟底部通量的影响

表 9　各水力参数输入输出变化率(ROV)

项目	α_{-25}	n^*_{-25}	K_{s-25}	θ_{s-25}	α_{+25}	n^*_{+25}	K_{s+25}	θ_{s+25}
ROV(t_{end})	1.22	2.93	0.44	2.2	1.78	3.76	0.25	4.44
ROV(t_{max})	934	1550	241	517	1360	1840	132	2630
ROV(t_{min})	1.21	2.88	0.31	0.0075	1.78	2.11	0.0013	4.42

注:t_{end}表示结束时刻,t_{max}为 ROV(t)最大时刻,t_{min}为 ROV(t)最小时刻;下标为−25 表示在原参数基础上减小 25%的参数值,+25 表示增加 25%的参数值。

3　讨 论

3.1　降水入渗滞后补给的影响因素探讨

由于土地利用变化、气候变化和工农业发展,世界不同地区的土壤水分和地下水正越来越多地受到影响但呈现出不同规律。本文确定的地下水滞后补给时间为 4～11 h,小于相近水位埋深下三江平原地区滞后时间(28～50 d)[19],这是由于后者包气带岩性更细,入渗速率较慢。在大埋深地区,由于入渗补给路径很长,地下水补给滞后时间甚至能达数十至数百

年[4,20]。土壤水分分布同样是影响入渗补给的重要因素,按照活塞流入渗理论,包气带含水率响应滞后时间与土壤水分分布的关系可以表示为[21]:

$$I(t)=(\theta_0-\theta_i)Z_f \quad (5)$$

式中:$I(t)$——累计入渗量;Z_f——入渗深度;θ_0——入渗面上部含水率;θ_i——剖面初始含水率。

由公式(5)得知,包气带含水率响应滞后时间随包气带初始含水率增大而减小,而初始含水率反映了前期降水的影响,因此入渗补给除受到本次降水的影响,还受到前期降水的控制。

3.2 多参数敏感性分析

本研究采用的是单参数敏感性计算,能够较为精确得出各个参数的敏感性。但实际的土壤参数之间存在相关性且总是处于一个合理范围。比如 θ_s 增大导致降水入渗滞后时间增大,但是 θ_s 增大同样会导致 K_s 增大,后者能促进降水入渗;因此,对于 K_s 与 θ_s 等相关性较强的参数采用多因素分析能更为准确地探讨其敏感性。

3.3 未来研究

由于研究区的地下水埋深浅,降水入渗补给速率相对较快,包气带浅部补给滞后不明显,通过监测数据确定补给滞后时间的精度并不高。此外,研究时段内降水频次高。因此后续研究应当考虑累计降水对于降水入渗的影响并提高浅部包气带监测精度。研究区处在固定沙丘上,地表平缓,侧向径流微弱,故采用一维渗流模型;但场地内稀疏分布着沙柳,干旱时期沙柳吸收水分较强,对土壤水分分布存在影响[22]。同时地下水补给滞后时间小于包气带含水率响应滞后时间,这表明场地中存在不可忽视的优势流通道,可能的原因是场地内包气带岩性不均一或植被根系吸水[23]。因此后续研究也应当针对植被吸水做进一步分析并考虑使用双渗透模型解决优势流问题。

4 结 论

结合原位监测数据,分析了毛乌素沙地地下水浅埋区降水入渗补给规律,利用 Hydrus-1D 软件建立了降水入渗数值模型,获取了模型水力学参数和热力学参数;分析了 van-Genuchten 方程主要水力学参数敏感性;为研究包气带和地下水位对降水入渗的响应机制、分析降水入渗补给机理奠定了基础。

(1) 包气带含水率响应深度随着降水量增大而增大,其中小雨型响应深度为 3~10 cm,中雨型为 30~60 cm,大雨型为 60~90 cm,暴雨型均大于 90 cm。入渗响应深度与降水量的关系可表示为:$D=35.5\ P-17.1$,其中 D 为入渗响应深度(cm),P 为降水量大小。随着前期累计降水量增大,降水入渗深度也增大。

(2) 研究区内地下水补给滞后时间约为 4~11 h。包气带水分和地下水滞后补给受地下水埋深、包气带岩性和含水率分布共同影响,其中包气带水分滞后补给时间随着初始含水率增大而减小。

(3) 建立了该地变饱和带水汽热耦合运移模型。采用模型识别与验证获取了包气带水力学参数与热力学参数,以此作为参数反演优化的初始输入值;参数优化最佳结果 θ_r 为 0.03,θ_s 为 0.34,K_s 为 23 cm/h,各层 n 为 2.0~2.2,α 为 0.060~0.074。

(4) 与数值模型有关的各项水力学参数中,敏感性自强到弱的排序是 θ_s,n,α,K_S,底部通量对于 θ_s 最为敏感;降水补给滞后时长与 θ_s 呈正相关关系。

[参 考 文 献]

[1] Yang Zeyuan, Wang Wenke, Wang Zhao, et al. Ecology-oriented groundwater resource assessment in the Tuwei River watershed, Shaanxi Province, China[J]. Hydrogeology Journal, 2016,24(8):1-14.

[2] Graf R, Przybylek J. Estimation of shallow groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model[J]. Quaestiones Geographicae, 2014, 33(3): 27-37.

[3] Gebreyohannes T, Smedt F D, Walraevens K, et al. Application of a spatially distributed water balance model for assessing surface water and groundwater resources in the Geba basin, Tigray, Ethiopia[J]. Journal of Hydrology, 2013,499(3):110-123.

[4] Ibrahim M, Favreau G, Scanlon B R, et al. Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel, West Africa [J]. Hydrogeology Journal, 2014,22(6):1293-1305.

[5] Liu Xinping, He Yuhui, Zhang Tonghui, et al. The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China[J]. Environmental Earth Sciences, 2015,73(12):8699-8708.

[6] Dafny E, Šimunek J. Infiltration in layered loessial deposits: Revised numerical simulations and recharge assessment[J]. Journal of Hydrology, 2016,538:339-354.

[7] 许登科,杨泽元,郑志伟,等.陕北风沙草滩区包气带含水率、地下水埋深与降雨量的关系研究[J].灌溉排水学报,2017,36(1):22-28.

[8] Daly E, Porporato A. A review of soil moisture dynamics: From rainfall infiltration to ecosystem response[J]. Environmental Engineering Science, 2005,22(1):9-24.

[9] Philip J R. The theory of infiltration(4): Sorptivity and algebraic infiltration equations[J]. Soil Science, 1957,84

(3):257-264.

[10] Philip J R. Theory of infiltration[J]. Advances in Hydroscience, 1969,5(5):215-296.

[11] Warrick A W, Broadbridge P. Sorptivity and macroscopic capillary length relationships[J]. Water Resources Research, 1992,28(2):427-431.

[12] Philip J R. Effect of root water extraction on wetted regions from continuous irrigation sources[J]. Irrigation Science, 1997,17(3):127-135.

[13] Šimunek J, van Genuchten M T, Šejna M. Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages[J]. Vadose Zone Journal, 2016,15(7):1-25.

[14] Grinevskiy S O, Pozdniakov S P. The Use of HYDRUS-1D for Groundwater Recharge Estimation in Boreal Environments[C]// International Conference "Hydrus Software Applications To Subsurface Flow and Contaminant Transport Problems", 2013.

[15] Cheviron B, Coquet Y. Sensitivity analysis of transient-MIM HYDRUS-1D: Case study related to pesticide fate in soils[J]. Vadose Zone Journal, 2009,8(4):1064-1079.

[16] 张建山,仵彦卿,李哲.陕北沙漠滩区降水入渗与凝结水补给机理试验研究[J].水土保持学报,2005,19(5):124-126.

[17] Šimunek J, Th M, Martinus T, et al. HYDRUS: Model use, calibration, and validation[J]. Transactions of the Asabe, 2012, 55(4):1561-1574.

[18] 中国气象局. GB/T28592-2012 降雨量等级[S]. 北京:中国标准出版社,2012.

[19] Qi Peng, Zhang Guangxin, Xu Yijun, et al. Assessing the influence of precipitation on shallow groundwater table response using a combination of singular value decomposition and cross-wavelet approaches[J]. Water, 2018,10(5):598.

[20] Scanlon B R, Reedy R C, Stonestrom D A, et al. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US[J]. Global Change Biology, 2010,11(10):1577-1593.

[21] 邵明安,王全九,黄明斌.土壤物理学[M].北京:高等教育出版社,2006.

[22] Huang Jinting, Zhou Yangxiao, Hou Rongze, et al. Simulation of water use dynamics by salix bush in a semiarid shallow groundwater area of the Chinese Erdos Plateau[J]. Water, 2015,7(12):6999-7021.

[23] Liang W L, Kosugi K I, Mizuyama T. A three-dimensional model of the effect of stemflow on soil water dynamics around a tree on a hillslope[J]. Journal of Hydrology, 2009,366(1/4):62-75.

(上接第 67 页)

[11] 张娜,王蕾.围封对地上植被的影响的研究进展[J].上海畜牧兽医通讯,2015(6):24-25.

[12] 刘文亭,卫智军,吕世杰,等.荒漠草地植物多样性对草食动物采食的响应机制[J].植物生态学报,2016,40(6):564-573.

[13] Webb C O, Peart D R. Habitat Associations of Trees and Seedlings in a Bornean Rain Forest[J]. Journal of Ecology, 2000,88(3):464-478.

[14] Harper J L. Population Biology of Plants[M]. London: Academic Press, 1977.

[15] Loeser M R R, Sisk T D, Crews T E. Impact of grazing intensity during drought in an Arizona grassland [J]. Conservation Biology the Journal of the Society for Conservation Biology, 2007,21(1):87-97.

[16] 刘凤婵.内蒙古正镶白旗退化典型草原封育效应[D].山东 泰安:山东农业大学,2013.

[17] 范月君.围栏与放牧对三江源区高山嵩草草甸植物形态、群落特征及碳平衡的影响[D].甘肃 兰州:甘肃农业大学,2013.

[18] 张彬,朱建军,刘华民,等.极端降水和极端干旱事件对草原生态系统的影响[J].植物生态学报,2014,38(9):1008-1018.

[19] Bloor J M, Bardgett R D. Stability of above-ground and below-ground processes to extreme drought in model grassland ecosystems: interactions with plant species diversity and soil nitrogen availability[J]. Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics, 2012,14(3):193-204.

[20] Mcdowell N G. Mechanisms linking drought, hydraulics, carbon metabolism, and vegetation mortality[J]. Plant Physiology, 2011,155(3):1051-1059.

[21] Davis S D, Ewers F W, Sperry J S, et al. Shoot dieback during prolonged drought in Ceanothus (*Rhamnaceae*) chaparral of California: A possible case of hydraulic failure[J]. American Journal of Botany, 2002, 89(5):820-828.

[22] Bai Yongfei, Han Xingguo, Wu Jianguo, et al. Ecosystem stability and compensatory effects in the Inner Mongolia grassland[J]. Nature, 2004,431(7005):181-184.

[23] Bai Yongfei, Wu Jianguo, Clark C M, et al. Grazing alters ecosystem functioning and C∶N∶P stoichiometry of grasslands along a regional precipitation gradient[J]. Journal of Applied Ecology, 2012,49(6):1204-1215.