

梁腾飞,成建梅,张乃俨,等.基于数值模拟的汾河二库对晋祠泉岩溶水系统渗漏补给作用研究[J].中国岩溶,2020,39(2): 147-153.

DOI:10.11932/karst2020022

基于数值模拟的汾河二库对晋祠泉岩溶水系统渗漏补给作用研究

梁腾飞,成建梅,张乃俨,史文,开萨尔江·艾合买提

(中国地质大学(武汉)环境学院,武汉 430074)

摘要:汾河二库的下闸蓄水,改变了晋祠泉域汾河地表水对岩溶水的渗漏补给条件,对区域岩溶水流场变化有着长远的影响。本研究通过系统梳理库区水文地质条件,勾画地表水渗漏补给岩溶水范围,考虑地层岩性、蓄水高度等因素,确定二库不同蓄水水位下晋祠泉域获渗漏量占比;构建晋祠泉三维岩溶地下水流模型,研究二库渗漏对泉域岩溶地下水补给作用,并预测不同蓄水情景下晋祠泉口水位变化趋势。结果表明:晋祠泉域获渗漏量占比随二库蓄水位非线性变化,最低为92.8%,在二库蓄水位达902 m后稳定在93.7%,而渗漏量与二库蓄水高度呈正相关;泉域岩溶水径流区受渗漏补给作用最显著,其次为排泄区、北部补给区;渗漏补给作用下,地下水位回升值受二库水位和补水距离影响;维持设计水位(905.7 m)和2017年水位(895.9~902.4 m)时,预计晋祠泉口水位分别在2021年7月和2023年1月达到泉口高程。

关键词:汾河二库;地表水渗漏补给;晋祠泉岩溶水系统;数值模拟

中图分类号:P641 **文献标识码:**A

文章编号:1001-4810(2020)02-0147-07 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



0 引言

数值模拟方法是当今一种灵活、高效的定量研究方法,在地下水资源开发管理和环境保护等方面有着广泛的应用^[1]。由于岩溶含水介质的复杂性,如何建立高精度的岩溶水系统模型始终是大家关注的重点之一^[2-4]。常见的岩溶水分布式数值模型可概括为:等效孔隙介质模型(EPM)、双重介质模型(DC)、离散裂隙网络模型(DFN)、离散管道网络模型(DCN)、混合模型(CDC)等^[4-6]。我国北方典型碳酸盐岩含水层岩溶发育程度较低,含水介质空隙以溶蚀裂隙为主,局部存在岩溶管道或构造控制的强径流带,岩溶水具有相对统一的地下水位,地下水运动主要表现为网络状分布的裂隙-溶隙介质扩散流与

脉状分布的断裂带快速流(强径流带)共生^[6]。DC模型和裂隙网络模型可用于刻画管道流和裂隙流问题,但由于裂隙网络的刻画局限及水量交换参数无法通过实验获得,其应用受到很大限制^[4,7-8]。因此,目前对于大尺度北方岩溶孔隙-裂隙-管道介质系统,EPM模型仍然是研究其地下水运动规律的有效手段^[9-11]。

晋祠泉是我国典型的北方岩溶大泉,地表水渗漏是泉域岩溶水系统的重要补给来源之一。汾河二库的蓄水使得库区水文地质条件发生了很大变化,改变了库区地表水对岩溶水的渗漏补给作用,进而影响泉域岩溶水流场变化趋势^[12-19]。梁永平等^[14]将二库蓄水后库区主体部分划归到晋祠泉域,认为二库渗漏补给是近年来晋祠泉域区域地下水位大幅回

资助项目:山西省重点项目“晋祠泉复流工程方案研究”(2017045086)

第一作者简介:梁腾飞(1994—),男,在读硕士,水文地质学,主要从事地下水数值模拟研究。E-mail:1403924207@qq.com。

通信作者:成建梅(1971—),女,博士,教授,从事地下水水流和污染模拟方面的研究。E-mail:jmcheng@cug.edu.cn。

收稿日期:2019-08-12

升的主因。郭芳芳等^[16]运用均衡法建立二库蓄水位与入渗量的关系式,对二库渗漏量做了进一步估算。本研究在郭芳芳等研究的基础上,计算各蓄水水位下渗漏量分配比例,运用地下水数值模拟技术,构建晋祠泉岩溶水三维地下水流模型,研究二库渗漏补给影响的具体范围、泉域渗漏补给区的水位回升分布及多年变化。

1 研究区背景

晋祠泉域位于山西省太原市西山地区,面积 2 713 km²。区内地势呈西北高、东南低的特征。由西北向东南依次出露寒武—奥陶系碳酸盐岩,石炭—二叠系碎屑岩及第四系等地层。区内岩溶水主要赋存于寒武—奥陶系碳酸盐岩层组中,接受大气降

水入渗及河流渗漏补给,在东南部太原盆地岩溶地下水排泄基准线控制下,总体由北西向南东径流,至边山断裂带受益地第四系弱透水层阻水影响,部分岩溶水经由晋祠泉和平泉排泄,部分潜流进入盆地松散层(图 1a)。

汾河二库位于汾河中上游,横跨晋祠、兰村泉域。库区地层总体呈单斜构造展布,倾向 SW,倾角 3°~8°(图 1b,c)。坝址处地层岩性为下奥陶燧石条带白云岩,自下槐村东侧开始出露下马家沟组泥灰岩,到库尾扫石村南部出露上马家沟组底部泥质白云岩。奥陶系下马家沟组地层为库区内主要出露地层,其中下马家沟组泥灰岩之上的灰岩、白云质灰岩受膏溶作用影响,岩溶发育强烈,形成了地下水流动的良好通道^[16]。据此,勾勒出汾河二库地表水渗漏区如图 1b 所示。

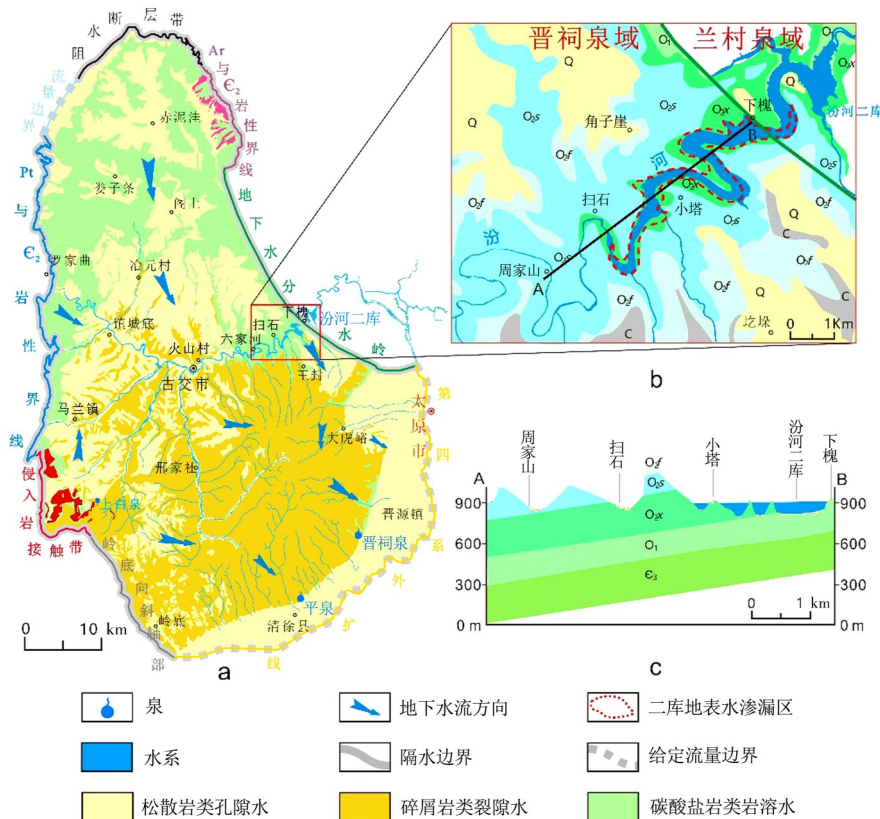


图1 晋祠泉域及汾河二库水文地质略图

Fig. 1 Hydrogeological sketch map of Jinci springs field and Fenhe 2nd reservoir

2 汾河二库渗漏模拟方法

2.1 二库区地表水渗漏量分配

本研究使用的动态数据主要来自山西省水资源管理中心、山西省汾河二库管理局等部门,其中二

库渗漏量估算基于郭芳芳等人所得的汾河二库蓄水位与渗漏量非线性方程^[16]:

$$Q_{\text{渗总}} = 0.0007h^2 - 1.1653h + 484.07 \quad (1)$$

式中: $Q_{\text{渗总}}$ 为汾河二库总渗漏量($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), h 为二库蓄水位(m)。

综合库区水文地质资料,渗漏段整体处于水库回水区,主要出露的下马家沟组地层中灰岩、白云质灰岩及泥灰岩岩性差异较大,具有不同的渗透性,其中泥灰岩之上的灰岩、白云质灰岩受膏溶作用影响,岩溶发育强烈,形成了地下水流动的良好通道。本研究以回水区底部下马家沟组中上统灰岩、白云质灰岩分布区为二库地表水渗漏区(图 1b),考虑到两者岩性及岩溶发育程度差异,对其进行分区概化,运用垂向渗透系数 K_z 表征其不同部位垂向渗漏能力。受库区地形影响,地表水渗漏面积随二库蓄水高度变化。本研究基于 ASTER GDEM V2 高程数据

计算,得到不同蓄水高度下总渗漏范围,将其与岩性 K_z 分区叠加得到带有 K_z 与面积 S 属性的渗漏子区集合,通过计算 $\frac{\sum(S \times K_z)_{\text{晋祠渗漏区}}}{\sum(S \times K_z)_{\text{二库总渗漏区}}}$ 得到不同蓄水位下晋祠泉域获二库渗漏总量百分比,再与 $Q_{\text{渗总}}$ 相乘便得到晋祠泉域具体所获渗漏量(图 2)。

从图 2 可以发现:晋祠泉域获渗漏百分比随二库蓄水位非线性变化,在 2002 年水位自 872 m 抬升过程中,该百分比由接近 100% 快速下降至最低点 92.8% (890 m),而后缓慢增加,在 2017 年蓄水位达 902 m 后稳定在 93.7%,而渗漏量随着蓄水高度增加而增大。

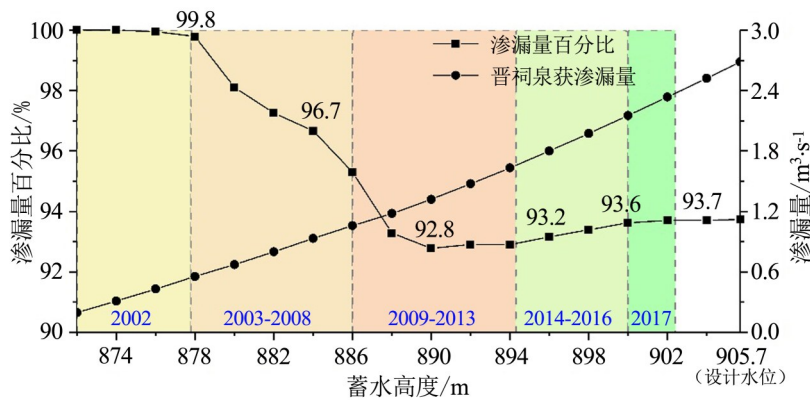


图 2 不同蓄水高度下晋祠泉域获二库渗漏百分比及渗漏量

Fig. 2 Amount of leakage in Jinci spring area and its proportion in total volume at different reservoir water levels

2.2 水流模型建模

由于汾河二库的渗漏补给对晋祠泉岩溶地下水影响很大,本研究以晋祠泉岩溶水系统为模拟区,构建了整个泉域岩溶水系统的地下水模型,以探讨二库渗漏补给的影响作用。边界概化上,泉域东北部为太古代(Ar)与古生代中寒武纪(ϵ_2)岩性界线,西部为元古代(Pt)与 ϵ_2 岩性界线及侵入岩接触的阻水带,将其与北部阻水断层带一同概化为隔水边界;东部边界为晋祠泉-兰村泉域地下水分水岭,概化为隔水边界;东南及南部为边山断裂带向第四系外扩的排泄边界,概化为给定流量边界(图 1a)。根据泉域地层岩性特征及岩溶裂隙发育程度,将模型垂向划分为 12 层(表 1),其中奥陶系中统峰峰组上段、上马家沟组中上段、下马家沟组中上段为模拟区主要岩溶含水层。考虑到各含水层岩溶发育各向异性特征,将其计算坐标进行分区旋转,使坐标轴方向与介质各向异性主方向一致。由此,建立晋祠泉域三维非均质各向异性地下水模型,其三维地下水流数学

模型如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \varepsilon \\ = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in \Omega, t > 0 \\ K_{xx} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + K_{yy} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} + W = \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in \Gamma_{2-1}, t > 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{\Gamma_{2-1}} = z & (x, y, z) \in \Gamma_{2-1}, t > 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega, t = 0 \\ K_n \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_2, t > 0 \end{cases} \quad (2)$$

式中: Ω 为模拟范围; H 为含水层水头; K_{xx} 、 K_{yy} 、 K_{zz} 分别为 x 、 y 、 z 方向上的渗透系数($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$); k_n 为边界法线方向上的渗透系数($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$); μ_s 为单位储水系数($1 \cdot \text{m}^{-1}$); μ_d 为重力给水度; ε 为源汇项($1 \cdot \text{d}^{-1}$); W 为降雨入渗补给强度($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$); Γ_{2-1} 为潜水面边界; Γ_2 为第二类边界; z 为潜水面标高(m); H_0 为含水层初始水位

(m); n 为研究区边界外法线方向; $q(x,y,z,t)$ 为第二类边界单宽流量($m\cdot d^{-1}$)。

表1 模型垂向分层表
Table 1 Model vertical layered table

地层	层号	地层	层号
第四系(Q)	1	上马家沟组中上段(O_2s^{2-3})	7
二叠—三叠系(T-P)	2	上马家沟组下段(O_2s^1)	8
煤系含水层(P_1sh, C_2t)	3	下马家沟组中上段(O_2x^{2-3})	9
本溪组(C_2b)	4	下马家沟组下段(O_2x^1)	10
峰峰组上段(O_2f^2)	5	奥陶系下统(O_1)	11
峰峰组下段(O_2f^1)	6	寒武系中上统(ϵ^{2-3})	12

建模过程借助 FEFLOW 软件完成,使用 Triangle 算法进行三角形网格剖分,对重点考虑的断层、泉、井及观测孔等进行局部网格加密。在建模时,运用等效连续多孔介质模型刻画晋祠泉岩溶裂隙介质特征,并对大型断层采用 Discrete Features 模块进行刻画(图3)。依据搜集的钻孔、抽水试验及前人相关研究资料,采用分区法对模型水文地质参数初值进行分区赋值。

模型源汇项处理方面,降雨补给基于雨量站泰森多边形与入渗补给系数叠加分区后,通过 In/out-

flow on top/bottom 模块进行赋值;侧向排泄量采用分段插值法赋值于模型边界。针对二库区渗漏项,首先根据计算时段的实际蓄水高度,运用 2.1 节中计算方法得出计算时段晋祠泉域所获的二库渗漏总量;再根据 $(S \times Kz)_{\text{晋祠子区}} / \sum (S \times Kz)_{\text{晋祠渗漏区}}$ 将总渗漏量具体分配至各分区,然后利用 Well BC 模块以虚拟注水井群的方式补给地下水。而采煤排水和工农业开采直接在 Well BC 模块中以抽水井(群)的方式刻画。最后,通过时间序列赋值控制各源汇项的动态变化。

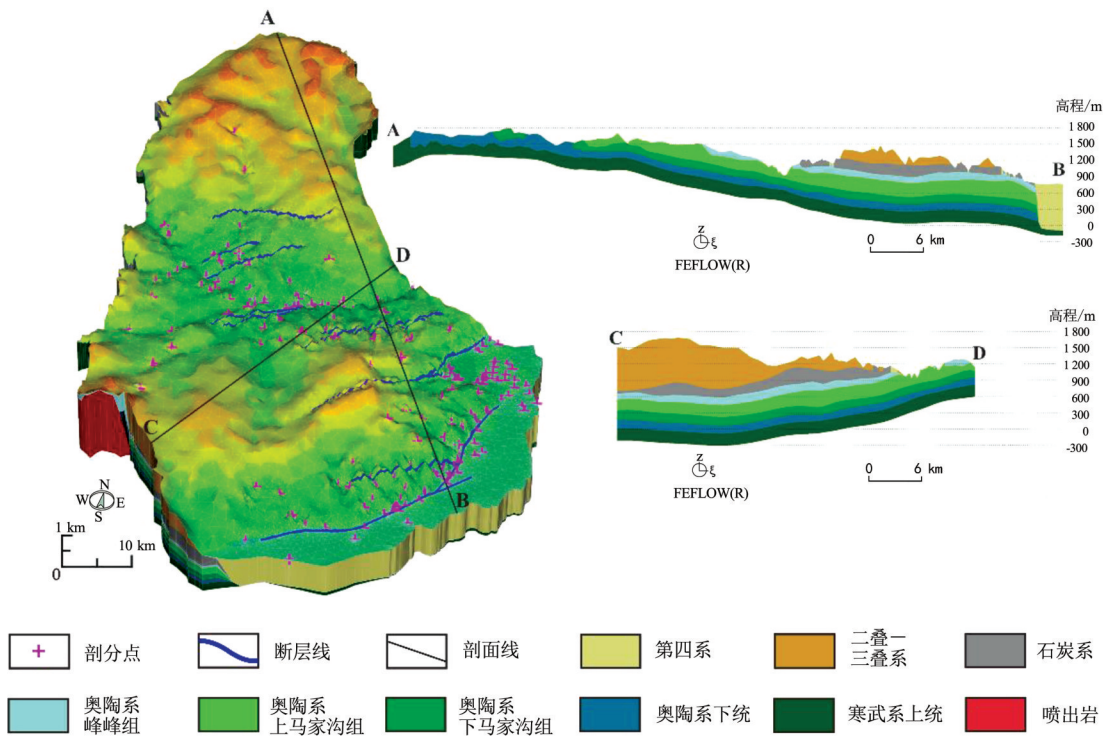


图3 晋祠泉岩溶水系统三维模型

Fig. 3 Three-dimensional model of Jinchi spring karst water system

模型基于1962年1月-2017年12月长时间序列动态数据,以30天为应力期,采用基于二阶准确(AB/TR)预测校正法的自动时间步长方案进行计算控制。从岩溶水补给区、径流区和排泄区选定16口观测孔做水位拟合,其中岩溶含水层12口,第四系含水层4口,经模型参数识别、验证后,相对误差介于7%~10%,满足《地下水资源管理模型工作要求》^[20]标准,模型可用于研究区地下水的后续研究。限于篇幅,本文未详细列表各分区参数列表。

3 模拟结果分析

3.1 二库渗漏补给作用分析

汾河二库自1999年12月下闸蓄水,2001年蓄水水位871 m,2007年7月正式投入使用后,水库水位自880.7 m再次小幅抬升。2014年为促进晋祠泉生态复流,再次进行水位抬升,9月27日蓄水水位高达900 m,此后持续保持高水位运行^[15]。因此,本研究通

过对比2000年1月-2017年12月有无二库渗漏补给条件下,晋祠泉岩溶水流场及典型观测孔水位差异,开展长时间序列下二库渗漏对晋祠泉岩溶水系统补给的模拟研究。

如图4所示,自汾河二库下闸蓄水至2017年12月,其渗漏补给的影响范围逐渐由东部扩大至除西部滞留区外的整个泉域,泉域内岩溶地下水水位回升值以二库回水区为中心,向四周辐射递减,且相对大小:径流区>排泄区>北部补给区>西部岩溶水深埋区>西部岩溶水滞留区。期间,2004年二库蓄水水位880.9~882.5 m,显著补给影响范围为“六家河-大虎峪”沿线(图4a);2008年水库蓄水水位升至881.6~886 m,渗漏补水影响范围及岩溶水水位回升值均有所增大(图4b);2014年-2017年,二库蓄水位再次升高并维持高水位运行,对岩溶水渗漏补给作用明显增强,补水影响范围扩展至泉域绝大部分地区,各点岩溶水水位回升值相较于2008年显著增大(图4c、d)。

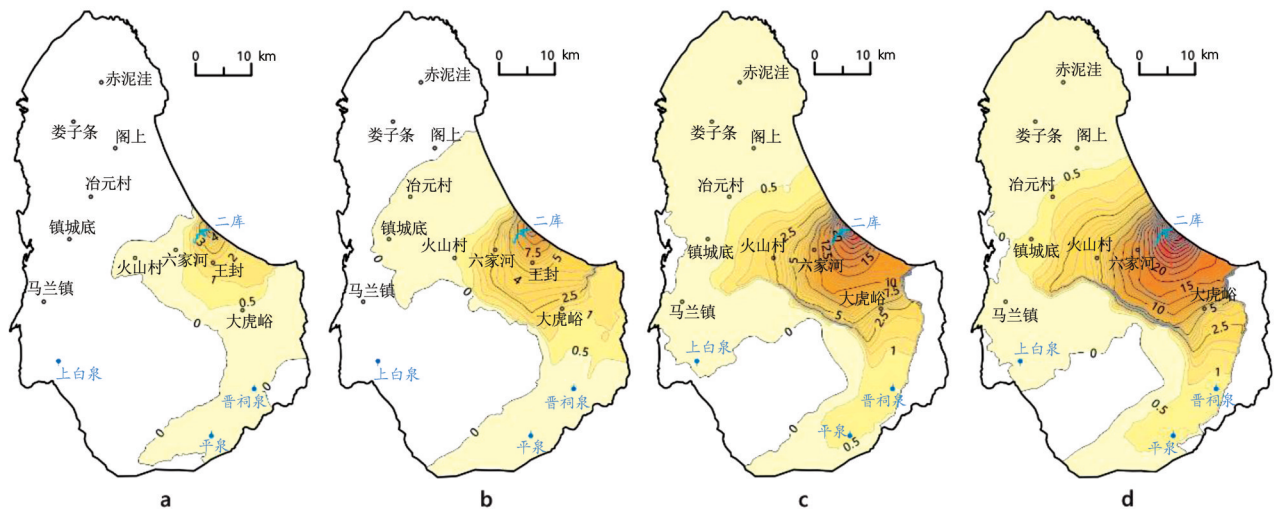


图4 汾河二库对晋祠泉岩溶水系统渗漏补给平面分布图

Fig. 4 Recharge distribution of the Fenhe second reservoir to Jinci spring karst water system

选取泉域岩溶含水层典型观测孔,研究二库渗漏补给作用下地下水水位回升动态特征。由图5可以看出各孔水位回升值与泉域获渗漏补给量总体变化趋势相同,结合各孔距渗漏补给区距离,可以发现:

(1)二库渗漏补给下,各区水位回升值及增长趋势随补给距离增大而降低,即补给区六家河>火山村>冶元(图5a),径流排泄区王封>大虎峪>晋祠泉口(图5b);

(2)径流排泄区较早响应二库蓄水水位变化,且

各孔起始响应时间差较短,后续水位回升值差异较大(图5b),即补水响应灵敏性:径流排泄区>补给区;

(3)二库渗漏补给对晋祠泉复流有积极影响,在其作用下,晋祠泉口在2017年12月的水位回升值为0.5 m。

3.2 二库不同蓄水水位情景下晋祠泉口水位预测

基于汾河二库渗漏对晋祠泉岩溶水系统的补给作用,考虑未来汾河二库分别以设计蓄水水位

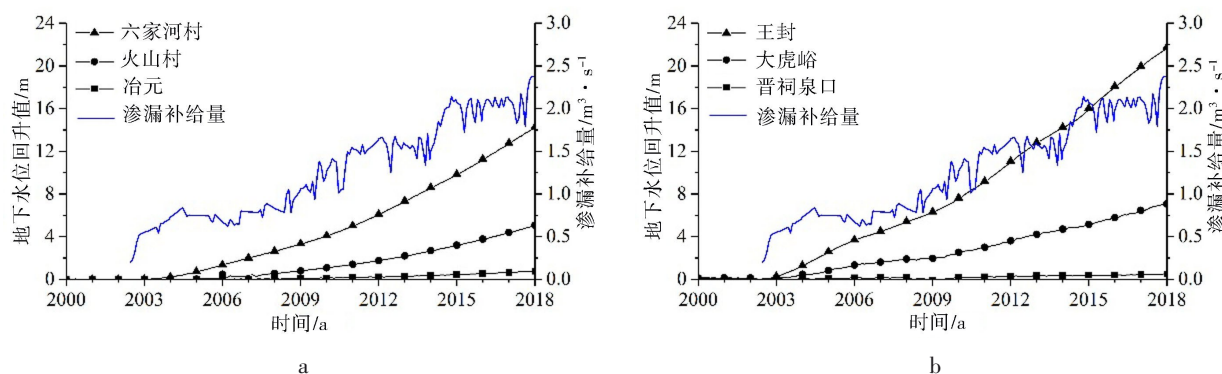


图5 二库渗漏补给作用下各孔水位回升值

Fig. 5 Values of the water level rise under the leakage recharge of Fenhe 2nd reservoir

(905.7 m)和维持2017年水位(895.9~902.4 m)运行,同时对比无二库渗漏补给情景,对晋祠泉泉口水位进行预测。基础模型中泉域地下水开采及汾河河道地表水渗漏补给采用2017年年内数据循环赋值,大气降水补给考虑近几年气候变化,采用“丰-偏丰-平-偏枯-枯-偏枯-平”降水组合循环赋值。模拟结果如图6所示,如若汾河二库分别在设计蓄水水位和维持2017年水位情景下运行,预计晋祠泉口水位可分别在2021年7月和2023年1月达到泉口高程,而在无二库渗漏补给的情景下,晋祠泉口水位则要在2040年才能达到泉口高程。

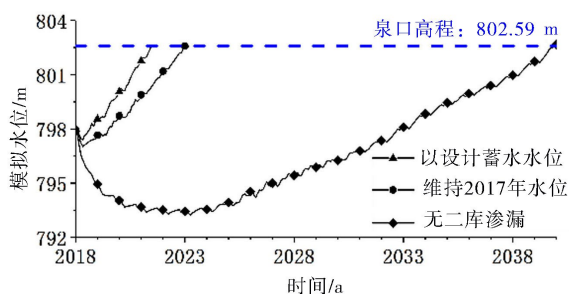


图6 汾河二库不同蓄水情景下晋祠泉口水位预测曲线

Fig. 6 Water level prediction of Jinci spring under different water storage scenarios in Fenhe 2nd reservoir

4 结论

(1)晋祠泉域获总渗漏量的百分比随二库蓄水位非线性变化,期间最低值92.8%,在蓄水位达902m后稳定在93.7%,而总渗漏量随蓄水高度增加而增大。

(2)汾河二库渗漏补给作用下,晋祠泉岩溶水位回升值分布特征为:以二库回水区为中心,向四周

辐射递减,且相对大小:径流区>排泄区>北部补给区>西部岩溶水深埋区>西部岩溶水滞留区;泉域各区水位回升值及增长趋势随补给距离的增大而降低;泉域各区补水响应灵敏性:径流排泄区>补给区;

(3)2014年后二库持续高水位运行,其渗漏补给对晋祠泉复流具有积极作用,在2017年12月泉口水位回升值为0.5 m;

(4)汾河二库分别以设计蓄水水位和维持2017年水位(895.9~902.4 m)运行时,预测可分别在2021年7月和2023年1月使晋祠泉口水位达到泉口高程。

致谢:本项研究工作得到了梁永平研究员的悉心指导,表示衷心感谢!

参考文献

- [1] 徐中平,周训,崔相飞,等.岩溶区地下水数值模拟研究进展[J].中国岩溶,2018,37(4):475-483.
- [2] Burs D, Bruckmann J, Rude TR. Developing a structural and conceptual model of a tectonically limited karst aquifer: a hydrogeological study of the Hastenrather Graben near Aachen, Germany[J]. Environmental Earth Sciences. 2016, 75(18): 1253.
- [3] 刘久荣,王新娟,王荣,等.岩溶水数值模拟研究进展[J].城市地质,2012,7(4):1-6.
- [4] 杨杨,唐建生,苏春田,等.岩溶区多重介质水流模型研究进展[J].中国岩溶,2014,33(4):419-424.
- [5] 卢海平,张发旺,赵春红,等.我国南北方岩溶差异[J].中国矿业,2018,27(S2):317-319.
- [6] 韩行瑞.岩溶水文地质学[M].科学出版社,2015
- [7] 钱家忠,汪家权,葛晓光,等.我国北方型裂隙岩溶水流及污染物运移数值模拟研究进展[J].水科学进展,2003,14(4):409-412.
- [8] 王云,于青春,薛亮,等.裂隙岩溶含水系统溢流泉演化过程的数值模拟[J].中国岩溶,2010,22(4):378-384.
- [9] 魏加华,郭亚娇,王荣,等.复杂岩溶介质地下水模拟研究进

- 展[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(3): 27-34.
- [10] Scanlon B R, Mace R E, Barrett M E, et al. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA [J]. Journal of Hydrology. 2003, 276 (1-4): 137-158.
- [11] 钟媛媛. 汾河上游河道渗漏对晋祠泉域岩溶地下水影响的数值模拟研究[D]. 太原:太原理工大学, 2017.
- [12] 韩行瑞, 鲁荣安, 李庆松, 等. 岩溶水系统—山西岩溶大泉研究[M]. 北京:地质出版社, 1993.
- [13] Lv C M, Ling M H, Wu Z N, et al. Analysis of groundwater variation in the Jinci Spring area, Shanxi Province (China), under the influence of human activity[J]. Environmental geochemistry and health. 2019, 41(2): 921-928.
- [14] 梁永平, 张发旺, 申豪勇, 等. 山西太原晋祠—兰村泉水复流的岩溶水文地质条件新认识[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(1): 11-18, 34.
- [15] 周永红. 汾河二库蓄水至正常水位后对周边地下水影响分析[J]. 山西水利, 2015(12): 1-2.
- [16] 郭芳芳, 梁永平, 王志恒, 等. 山西太原西山汾河二库的泉域归属及其渗漏量计算[J]. 中国岩溶, 2018, 37(4): 493-500.
- [17] Jia Z X, Zang H F, Zheng X Q, et al. Climate Change and Its Influence on the Karst Groundwater Recharge in the Jinci Spring Region, Northern China[J]. Water. 2017, 9(4): 267.
- [18] Li X, Shu L C, Liu L H, et al. Sensitivity analysis of groundwater level in Jinci Spring Basin (China) based on artificial neural network modeling[J]. Hydrogeology Journal. 2012, 20 (4): 727-738.
- [19] Jia Z X, Zang H F, Hobbs P. et al. Application of inverse modeling in a study of the hydrogeochemical evolution of karst groundwater in the Jinci Spring region, northern China[J]. Environmental Earth Sciences. 2017, 76(8): 312.
- [20] 国家技术监督局 GB/T14497—1993, 地下水资源管理模型工作要求[S]. 北京: 中国标准出版社, 1994.

Numerical study on surface water leakage replenishment of the Fenhe 2nd reservoir into the Jinci spring system

LIANG Tengfei, CHENG Jianmei, ZHANG Naiyan, SHI Wen, KAISAERJIANG•Aihemaiti

(School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China)

Abstract Due to the construction of the Fenhe 2nd Reservoir, some essential conditions about surface water leakage into karst groundwater system have changed in the Jinci spring area, which affects the regional karst water flow field changes in future. In this study, based upon systematic analysis of formation lithology and water level in the Fenhe 2nd Reservoir area, the contribution of reservoir leakage to the Jinci spring has been determined. Then, a three-dimensional groundwater flow model has been built to investigate the impacts of reservoir leakage into karst groundwater flow system, and the groundwater level change trend at outlet of the Jinci spring is predicted when the Fenhe 2nd reservoir runs in the different scenarios. The results showed that, the leakage into the Jinci spring area increases with the rise of the reservoir water level, and its proportion changes non-linearly, which lowest is 92.8% and stabilizes at 93.7% after water level reaches 902 m. The groundwater level rise is mainly affected by the recharge distance from the leakage zone. The runoff zone of Jinci spring karst water system is most significantly affected by reservoir leakage, followed by the discharge area and the northern recharge area. Besides, it is concluded that, the groundwater level near the Jinci spring can reach to its spring outlet elevation by July, 2021 and January, 2023 when the reservoir water level stays at designed level of 905.7 m and the level in 2017, respectively.

Key words Fenhe 2nd reservoir, surface water leakage, Jinci spring karst water system, numerical study

(编辑 张玲)