

DOI: 10.3969/j.issn.1004-6933.2012.06.008

沙颍河干流与地下水水量交换研究

陶建华, 陶月赞, 刘佩贵

(合肥工业大学土木与水利工程学院, 安徽 合肥 230009)

摘要:以沙颍河干流界首至阜阳段为研究区, 建立河流与地下水水量交换的数值模型, 研究其主要河流与地下水之间的水量交换关系。在研究中发现: 排泄河流是地下水的主要排泄方式之一, 地下水与地表水的水量交换主要表现为地下水补给地表水。河流与地下水的交换水量与河流水力传导系数 C 直接相关, 基本呈指数关系。当 C 值为 $100 \text{ m}^2/\text{d}$, 沙颍河干流高洪水位期间, 河流对地下水的补给强度为 $4.77 \times 10^{-6} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$, 在距离河流小于 1000 m 范围内的潜水水位受补给影响明显; 在枯水季节, 地下水对河流平均补给强度为 $7.26 \times 10^{-3} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。枯水季节地下水对河流的补给强度较大, 过度开采可能引起地下水对沙颍河的补给量减少, 对枯水季节沙颍河河道流量产生重大负面影响。

关键词:地下水补给; 数值模拟; 水量交换; 沙颍河

中图分类号: P641.2 文献标志码: A 文章编号: 1004-6933(2012)06-0037-04

Water exchange between groundwater and main stream of Shaying River

TAO Jian-hua, TAO Yue-zan, LIU Pei-gui

(School of Civil and Hydraulic Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China)

Abstract: A numerical model of water exchange between a river and groundwater was established to study the water exchange in the section from Jiesshou Station to Fuyang Station of the Shaying River. The results show that discharge through rivers is a major way in which groundwater discharges, and the water exchange between surface water and groundwater is characterized by groundwater replenishing surface water. The water exchange volume is directly correlated with hydraulic conductivity (C), and their relationship is nearly exponential. When $C = 100 \text{ m}^2/\text{d}$, the discharge from the river to groundwater was $4.77 \times 10^{-6} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$ during the high flood stage period, and the phreatic water table within 1000 m along the river was significantly affected by recharge; and in the dry season, the discharge from groundwater to the river was $7.26 \times 10^{-3} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$. Over-exploitation of groundwater may lead to a decrease in groundwater recharge and have a negative effect on river discharge in the Shaying River in the dry season.

Key words: groundwater recharge; numerical simulation; water exchange; Shaying River

地下水与地表水相互关系的正确认识和准确描述, 是地下水和地表水评价的基础。地表水和地下水相互作用受多种因素的影响^[1], 对这种相互作用的分析, 常用方法有解析法^[2-3]、数值法^[4-5]等。继 Freeze 等^[6]于 1969 年首次提出基于物理机制的地表地下水流耦合理论体系之后, 数值法因能模拟和

分析各种复杂条件下的地表水与地下水的的作用规律而应用广泛。

目前国内外对地表水和地下水相互作用的研究, 致力于将地表水和地下水两大子系统进行真正意义上的耦合模拟, 研究热点侧重于分析水、生态、气候和人类活动之间的作用规律。笔者以沙颍河干

作者简介: 陶建华(1986—), 女, 硕士研究生, 研究方向为水资源系统工程。E-mail: 86taojianhau@163.com

通信作者: 陶月赞, 教授。E-mail: taoyuezan@163.com

流为例,考虑河床沉积物的渗透性在地表水与地下水相互作用中的重要性^[7],借助数值仿真技术,分析沙颍河干流界首至阜阳段地下水与地表水的水量交换关系,为该区水量、水质评价和预测奠定基础。

1 研究区概况

沙颍河是淮河最大的支流,流域总面积 36 651 km²。笔者取沙颍河界首到阜阳段为研究区,总面积约为 2 250 km²。研究区为大陆季风气候区,多年平均年降水量 1 024 mm,多年平均年蒸发量 833 mm。区内沙颍河河床高程 19 m 左右,河道断面 20 多年间基本保持稳定,河底、河岸冲淤变化甚微;茨淮新河为一人工河流。研究区地层隶属华北地层区淮河地层分区,地表为第四系松散层所覆盖。地貌趋于缓和、平坦,河流发育成平行状(图 1)。

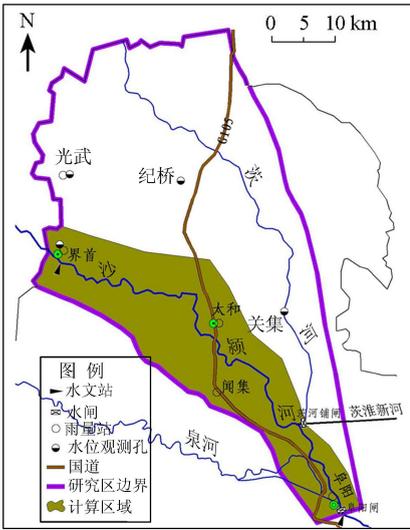


图 1 研究区示意图

1.1 含水层分布

研究区地层,除阜阳市区以外,0~40m 深度内主要为全新统,大致可分为 2 个含水段:上部为 Q₄₂ 含水段,主要发育于茨河以北,顶板埋深一般 5~10 m。其他地区的含水段砂层发育较差,在中部,局部甚至仅有一些亚砂土分布。该含水段与研究区干流水力联系密切,为研究的目标含水段。下部为 Q₄₁ 含水段,顶板埋深一般 25~30 m,厚度一般 4~8 m,个别地区较厚,局部地区仅发育一些亚砂土。研究区 Q₄₃ 分布于颍河、茨河两岸局部,为浅黄色粉砂,亚砂土及薄层棕红色亚黏土,厚 0~4 m。

1.2 地下水的补给、排泄条件

研究区地下水的主要补给来源是大气降水,其次为侧向径流和农业灌溉对本区地下水补给;区内地下水埋深较浅,蒸发作用为地下水的主要排泄方式之一。枯水季节地下水位高于地表河水位,地下水补给河水为地下水的另一种排泄形式。

2 水文地质模型

根据钻探成果,将研究区地层概化为 5 层,第 1 层为亚黏土层,厚度一般 7~13 m;第 2 层为砂层,厚度一般 4~8 m,为目标含水层;第 3 层为亚黏土和亚砂土层,厚度一般为 8~15 m;第 4 层为砂土层,厚度一般为 3~8 m;底层为亚黏土和亚砂土层,厚度一般 6~10 m。

由上述水文地质模型推断,沙颍河基本完全切割了目标含水层,沙颍河以及目标含水层与下伏含水层之间水力联系微弱。

3 数值模拟

3.1 数学模型

模拟区地处淮北平原,地下水流方向整体由西北向东南,模拟区天然水力坡度较小,地下水流场较为平缓,渗流基本符合达西定律,水流各要素随时间而变化,为非稳定流。建立如下数学模型:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + w = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (x, y) \in D, t = 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = H_0(x, y, z) \quad (x, y) \in D, t = 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{\Gamma_1} = H_1(x, y, z, t) \quad (x, y) \in \Gamma_1, t = 0 \\ K_n \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) \quad (x, y) \in \Gamma_2, t > 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中:K_x、K_y、K_z分别为含水层在 x、y、z 方向的渗透系数(假定渗透系数主轴方向和坐标轴的方向一致);w 为源汇项;μ_s 为弹性水头系数;K_n 为边界法向方向的渗透系数;H 为地下水水头;H₀ 为地下水初始水头;H₁ 为低水头;Γ₁ 为水头边界;Γ₂ 为流量边界;q 为单宽流量;t 为时间。

3.2 时间空间离散

平面上,将单元剖分为 100×100,共计 10 000 个单元格;研究区以外部分设置为不活动单元格;时间上,根据现有资料,以 2004 年 1 月为模拟期的初始时间,模拟期为 5 a,计算步长为 10 d。

3.3 初始及边界条件

含水层的初始流场由实测资料确定。沙颍河作为模型的内边界,按流量边界处理,河流断面特征(河床底宽和河床高程)和水位(图 2)等数据在界首断面和阜阳断面间做插值处理。模拟区北部边界为透水边界,概化为已知水头边界;东西两侧边界为分水岭,概化为零流量边界;模拟区内的茨河,概化为水头边界。

3.4 源汇项

研究区内地下水开采现象较普遍,近年来浅层

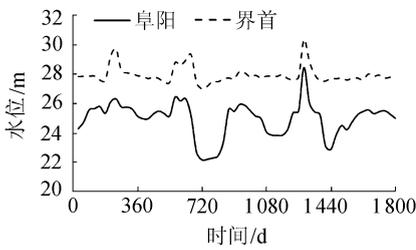


图2 河流水位过程线

地下水动态条件已由过去的入渗-蒸发型转化为入渗-蒸发-开采型。降雨入渗量主要与包气带岩性、植被发育、潜水位埋深、降雨量大小等因素有关;降雨入渗按面状补给方式处理,降水入渗系数取0.2。潜水蒸发量主要与包气带岩性、植被发育、地下水位埋深、气温、日照强度等因素有关;潜水蒸发按面状排泄方式处理,潜水蒸发极限深度为4.5 m,蒸发系数取0.7。研究区浅层地下水开采井数量较多,将开采井分布情况按行政区域划分,将其概化为在各行行政区均匀分布。研究区存在大面积的农灌区,灌溉用水量根据不同地区年平均灌溉用水量、不同年月降雨量、农作物生长需水量综合确定;农灌区灌溉水入渗补给按面状补给处理,灌溉入渗系数取0.22。

3.5 模型识别与验证

模型模拟期为2004年1月—2008年12月,根据研究区内水文地质勘察及早期农灌勘察的相关抽水试验资料,将区内与河流水力联系密切的目标含水层参数初步分区,再采用“试错法”反复调整参数。经模型反演识别的目标含水层(第2层)水文地质参数分区及取值情况见表1、图3所示。模拟

表1 水文地质参数分区

分区编号	$K_s/(m \cdot d^{-1})$	μ_s	给水度
①	25	5×10^{-5}	0.08
②	15	1×10^{-5}	0.10
③	8	5×10^{-10}	0.05
④	10	5×10^{-6}	0.10

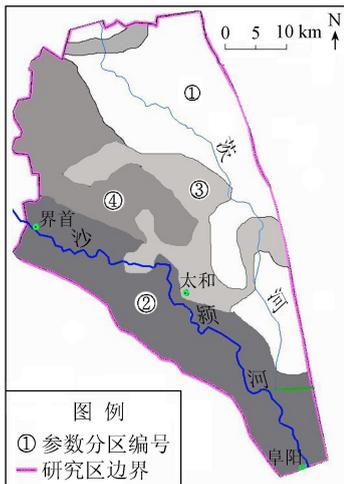


图3 水文地质参数分区示意图

中发现,地下水水位对河流水力传导系数 C 响应不明显, C 取值在10~150区间内,地下水位拟合曲线基本不变。综合分析研究区水文地质条件和河流沉积特征等因素,按式(2)计算河底沉积物水力传导系数:

$$C = \frac{K_s L W}{M} \quad (2)$$

式中: K_s 为河床沉积层渗透系数; L 为计算单元的河段长度; W 为河床宽度; M 为河床沉积物厚度。在上述空间离散条件下,取河床水力传导系数为 $100 m^2/d$ 。

各观测孔模拟值较实测值虽有所偏差,但整体而言,模拟情况较好,模拟值基本能反映研究区地下水位变化情况,模型识别效果如图4所示,各观测孔相对位置见图1。

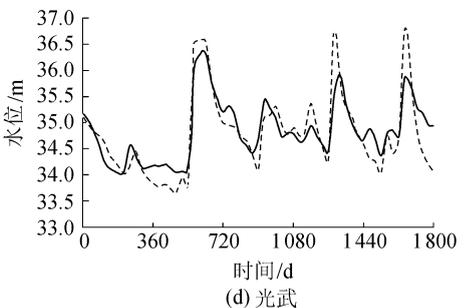
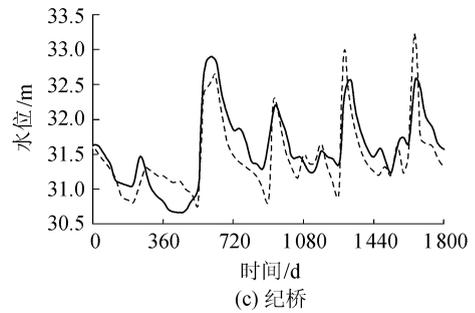
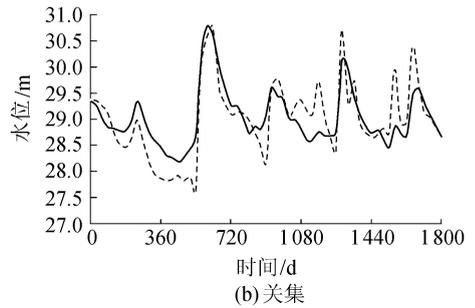
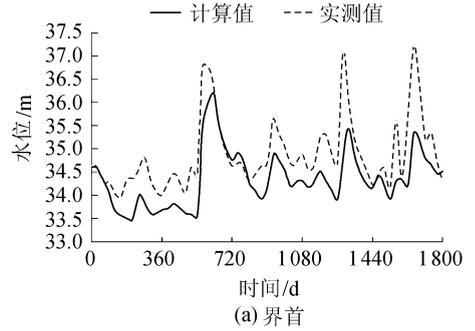


图4 各观测孔水位模拟曲线

为尽量减少资料限制及水文地质特征的不确定性影响,尽可能真实地反映研究区的水文地质特征,提高模型精度,对识别后的数值模型进行验证。

4 验证结果及分析

研究区地下水水位常年高于沙颍河水位,修建节制闸以拦蓄地表水以后,地表水排泄地下水的格局没有发生根本性变化,地表水对地下水的补给始终有限。现状年条件下,地表水对地下水水位形成比较明显的影响范围约为 800 m,枯水季节地下水对河流的补给强度受河床水力传导系数 C 值影响很大,两者基本呈对数关系(式(3)、图 5),但 C 值的变化基本不影响补给曲线形状。

$$y = 0.0025 \ln x - 0.0042 \quad (3)$$

根据图 5 所示,7 月研究区内孔隙潜水对河水的补给量最小,此后逐渐增大,12 月补给量达到最大,此后逐渐减小,整体而言,当年 12 月至翌年 2 月,地下水对河流的补给量较大。综合分析研究区降雨量、潜水水位与河流水位情况,可知研究区 7—9 月降雨量较大,河流水位受降雨影响明显抬高,地下水水位变化相对于降水滞后明显,孔隙潜水与河流水位差一般在 7 月达到最小;由于大气降水的补给作用,地下水位在 8 月末处于 1 年中最高,而此时由于节制闸对河水的拦截作用,河流水位一般亦达到最高,孔隙潜水与河流水位差较之 7 月反而有所增大;到 12 月末,河水位受降雨影响一般处于 1 年中最低,而地下水水位下降相对滞后,孔隙潜水与河流水位差达到最大;此后,地下水水位受降雨影响下降,孔隙潜水与河流水位差逐渐减小;整体而言,当年 12 月至翌年 2 月,孔隙潜水与河流水位差较大。可见,地下水对河流的补给强度与两者之间的水位差直接相关。

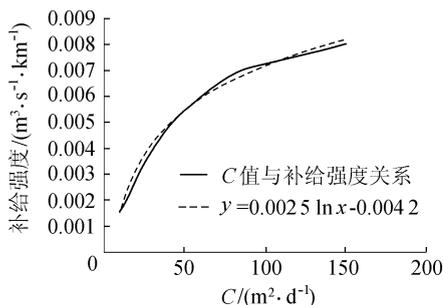


图 5 C 值与补给强度关系曲线

取图 1 所示区域为地表水与地下水交换量的计算区,当 C 值为 $100 \text{ m}^2/\text{d}$ 时,模拟期内河流对地下水的补给强度仅为 $4.77 \times 10^{-6} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$;地下水对河流平均补给强度为 $7.26 \times 10^{-3} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。模拟期内地下水对河流的补给情况如图 6 所示。可

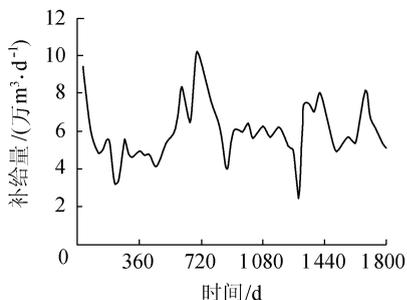


图 6 地下水补给河流模拟曲线

见,枯水季节,研究区内地下水对河流的补给是沙颍河的重要水源之一。

当不考虑河床沉积物对交换水量的影响时,根据 Darcy 公式,枯水季节两侧地下水对河流的补给量约为 $1.45 \times 10^{-2} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{km})$ ^[8],与上述计算值相差甚远,可见研究区内河床沉积物对地下水与地表水交换量的影响应慎重对待。

5 结语

地下水与地表水之间的水量交换作用,在自然界中普遍存在,在枯水季节,一些河流甚至主要依靠地下水补给,所以,在地表水与地下水水质和水量的评价中,对这种水量交换作用的正确认识和描述十分重要。

通过上述研究,得到以下认识:①沙颍河干流界首至阜阳断面,排泄河流是地下水的主要排泄方式之一,地下水与地表水的水量交换主要表现为地下水补给地表水;②河床沉积物渗透系数直接影响地下水与地表水之间的交换水量,研究区内两者基本呈指数关系;③地下水对地表水的补给量与两者之间的水位差直接相关,地下水对沙颍河干流界首至阜阳段的补给量一般在 7 月最小,12 月最大;④研究区枯水季节地下水对河流的补给强度较大,应重视地下水水质和水量的保护,过度开采可能引起地下水对沙颍河的补给量减少,对枯水季节的沙颍河流量产生重大负面影响;⑤为进一步确定区域地下水与地表水之间的交换水量,有必要测定河床沉积物的渗透系数。

参考文献:

[1] BERESLAVSKII E N. Groundwater flow to a system of drainage canals [J]. Water Resources, 2006, 33(4), 417-420.
 [2] 陈崇希,唐仲华. 地下水问题数值方法[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1990.
 [3] 董新光,郭西万. 新疆博尔塔拉河干流段地表水地下水转化关系的系统分析法[J]. 干旱区地理, 1996, 19(4):45-50. (下转第 45 页)

对策研究[J]. 水资源保护,2011,27(6):36-40.

[3] 李新虎,宋郁东,张奋东,等. 博斯腾湖最低生态水位计算[J]. 湖泊科学,2007,19(2):177-181.

[4] 袁峡,杨佃华. 新疆博斯腾湖水环境问题研究[J]. 干旱区研究,2008,25(5):735-740.

[5] 胡安焱. 博斯腾湖水水质评价的属性识别模型[J]. 水资源保护,2006,22(6):25-27.

[6] 徐海量,陈亚宁,李卫红. 博斯腾湖湖水污染现状分析[J]. 干旱区资源与环境,2003,17(3):95-97.

[7] 张建平,胡随喜. 博斯腾湖矿化度现状分析[J]. 干旱环境监测,2008,22(1):19-23.

[8] 万洪秀,孙占东,王润. 博斯腾湖湿地生态脆弱性评价研究[J]. 干旱区地理,2006,9(2):248-254.

[9] 杨光华,包安明,陈曦,等. 新疆博斯腾湖湿地生态质量的定量评价[J]. 干旱区资源与环境,2009,23(2):119-124.

[10] 李卫红,陈跃滨,徐海量,等. 博斯腾湖的水环境保护与可持续利用对策[J]. 地理研究,2003,22(2):185-191.

[11] 钟瑞森,童新光. 新疆博斯腾湖水盐平衡及水环境预测[J]. 湖泊科学,2005,20(1):58-64.

[12] 王水献,董新光,刘磊. 新疆焉耆盆地绿洲水盐双梯度下天然植被多样性分异特征[J]. 冰川冻土,2010,32(5):999-1006.

[13] 苏宏超,高前兆,王进,等. 塔里木河流域第七次应急输水期间径流情势及其对河流生态的影响[J]. 水资源保护,2011,27(5):83-87.

[14] 王璐. SPSS 统计分析基础、应用与实践[M]. 北京:化学工业出版社,2010:208-224.

[15] 徐建华. 现代地理学中的数学方法[M]. 北京:高等教育出版社,2002:44-56.

[16] 徐海量,郭永平,李卫红. 新疆博斯腾湖水污染特点分析[J]. 干旱区研究,2003,20(3):192-196.

(收稿日期:2011-11-12 编辑:高渭文)

(上接第40页)

[4] FLECKMENSTEIN J, ANDERSON M, FOGG G, et al. Managing surface water-groundwater to restore fall flows in the cosummes river [J]. Journal of Water Resources Planning and Management,2004,130(4):301-310.

[5] 贾仰文,王浩,仇亚琴,等. 基于流域水循环模型的广义水资源评价[J]. 水利学报,2006,37(9):1051-1055.

[6] FREEZE R A, HARLAN R L. Blue-print for a physically-based digitally simulated hydrologic response model [J]. Journal of Hydrology, 1969(9):237-258.

[7] PERKINS S P, SOPHOCLEOUS M. Development of a comprehensive watershed model applied to study stream yield under drought conditions [J]. Ground Water, 1998,37(3):418-426.

[8] 陶月赞,蒋玲. 地下水补给对河流污染物浓度衰减过程的影响[J]. 水利学报,2008,39(2):245-248.

(收稿日期:2011-11-09 编辑:高渭文)

欢迎订阅 2013 年《水资源保护》

中国科技核心期刊 RCCSE 核心期刊

ISSN 1004-6933 CN 32-1356/TV

《水资源保护》是由河海大学和中国水利学会环境水利研究会主办的科技期刊。杂志针对我国水资源短缺、用水效率不高、水污染严重等突出问题,探讨水资源保护工作中的基础研究、防治技术、宏观管理及水环境治理问题,关注重点是水环境、水资源和大江大湖的环境生态问题和可持续发展。主要栏目有科学研究、应用技术、综述评、管理研究等。

《水资源保护》是中国学术期刊综合评价数据库来源期刊、中国核心期刊(遴选)数据库统计源期刊,已被美国化学文摘(CA)、波兰哥白尼索引(IC)数据库、“中国期刊网”、“中国数字化期刊群”、“水信息网”、“北极星网”、“中华期刊网”、“中文科技期刊数据库”“中文科技期刊数据库”等收录和引用,长期以来一直都是水利界和环保界备受关注的重点期刊,2012年被评为中国高校特色期刊。

《水资源保护》主要读者对象是全国从事与水资源保护工作有关的工程技术人员、科研人员、管理人员以及大专院校师生,邮发代号:28-298,双月刊,96页,12元/期,全年共计72元,每逢单月出版。欲订购者,请向当地邮局订购。若无法从邮局订阅,亦可登陆本刊网站下载征订单。

编辑部地址:南京市西康路1号 河海大学《水资源保护》编辑部

邮政编码:210098 电话/传真:(025)83786642 E-mail:bh@hhu.edu.cn

http://kkb.hhu.edu.cn/web/indexbh.asp?d_id=37