

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2016.03.011

疏勒河流域花海灌区地下水位动态演变趋势

李 追,周志芳,郭巧娜

(河海大学地球科学与工程学院,江苏 南京 210098)

摘要: 根据疏勒河流域花海灌区水文地质条件,尤其是地下水的补径排关系,建立了相应的水文地质模型和地下水数值模型。通过拟合近十年的地下水水位,对模型进行识别与校验,在此基础上预测了未来20年地下水水位变化趋势及影响因素。结果表明,在350.52万 m^3/a 的开采强度下地下水水位略有回升,在2009.86万 m^3/a 的开采强度下地下水水位下降明显,最大降幅达6m;高强度开采地下水会引起灌区地下水水位持续下降,区内东南部受影响尤为明显,会引起一系列生态及环境问题。

关键词: 地下水;水位变化;数值模拟;水文地质;疏勒河流域

中图分类号: P641

文献标志码: A

文章编号: 1000-1980(2016)03-0252-06

Trend analysis of dynamic change of groundwater level in Huahai irrigation area of Shule River Basin

LI Zhui, ZHOU Zhifang, GUO Qiaona

(School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Based on the hydrogeological conditions of the Huahai irrigation area in the Shule River Basin, and focusing on the relationships between groundwater recharge, runoff, and discharge, a hydrogeological model and a groundwater numerical model were established. The models were identified and calibrated through fitting of the groundwater levels over the past ten years. On this basis, the trend of groundwater level changes in the forthcoming 20 years and the influencing factors were predicted. According to the results, the groundwater level slightly increases under an exploitation intensity of 3.5052 million cubic meters per year, and significantly decreases under an exploitation intensity of 20.0986 million cubic meters per year, with the greatest decreased level being six meters. Intense exploitation of groundwater can lead to the continuous decline of the groundwater level in the irrigation area. The southeastern part of the study area in particular will be significantly affected, which will cause a series of ecological and environmental problems.

Key words: groundwater; water level change; numerical simulation; hydrogeology; Shule River Basin

干旱和半干旱区在全球广泛分布,遍及各大洲的50多个国家和地区,总面积达到50亿 hm^2 ,约占陆地面积的33.6%^[1-2]。我国是世界上主要的干旱国家之一,干旱区的面积约为280万 km^2 ,约占国土面积的27%^[3]。我国干旱区的83%集中分布在西北地区,其中疏勒河流域位于甘肃省西北部,疏勒河是河西走廊内陆河流域的三大河流之一^[4]。在疏勒河流域,水是支撑生产生活稳定的重要资源,其中地下水资源对维持供水稳定和生态平衡具有非常重要的作用。然而,由于不合理的开发利用和气候环境变化等因素影响,生态环境出现一系列问题,如土地沙漠化、土壤次生盐渍化、生物多样性受损等^[5]。

为了解决生态环境问题,近些年来一些学者在疏勒河流域开展了较为深入的研究。例如,闫成云等^[6]

收稿日期:2015-06-23

基金项目:水利部公益性科研专项(201301083)

作者简介:李追(1990—),男,安徽庐江人,硕士研究生,主要从事水文地质研究。E-mail:lizhuide@163.com

通信作者:周志芳,教授。E-mail:zhouzf@hhu.edu.cn

构建了疏勒河流域中下游盆地地下水功能评价体系,并指出地下水应用前景。屈君霞等^[7]根据常量离子变化过程和水化学类型,探讨了疏勒河流域山区地下水分带性,研究了不同地带地表水与地下水的补排关系。叶红梅等^[8]对该区不同时期的土地覆盖进行了划分,结合地下水监测资料,分析该地区土地覆盖动态变化及其与地下水的相关性。以上研究是从地下水功能分区、水化学的地带分布、土地利用对地下水资源影响进行研究,而在地下水的动态演化规律方面相关工作较少。

自20世纪90年代以来,疏勒河流域地下水开采量不断增加,导致该区地下水水位持续下降。其中在花海灌区,年开采量由几十万立方米增加到数千万立方米^[9]。程远顺^[10]通过地下水资源量均衡计算与分析,推算了疏勒河流域花海灌区地下水的补排量。灌区由于地下水开采量的不断增加,可能导致超采现象,从而引起一系列生态及环境问题。本文通过资料收集、现场调查、现场勘察和试验等方法,建立了研究区地质、水文地质模型,在分析地下水动态规律基础上,基于数值模拟方法模拟预测不同地下水开采量情况下在2030年花海灌区地下水水位的变化特征,为该地区地下水合理开发及综合利用提供依据。

1 研究区概况

疏勒河流域位于甘肃省河西走廊的西端,发源于祁连山脉的岗格尔肖合力岭冰川,流经青海省、甘肃省,干流全长670 km,年均径流量10.31亿 m^3 ,为甘肃省三大内陆河之一^[11]。在疏勒河的中、下游区,昌马、双塔和花海三大灌区为其主要农业开发区,行政划属玉门市、瓜州县管辖。研究区为其中的花海灌区,在玉门市市区以东约50 km处,以冲洪积扇自然地质边界为主,即西起毕家滩西的基岩断裂,东至花海镇花三井村,南以宽滩山前断裂为界,北抵北山戈壁前缘,面积约630 km^2 。区内海拔在1200~1420 m,地形南高北低,西高东低。气候为典型的大陆荒漠性气候,降雨少蒸发强烈,气温变化剧烈。该区多年平均气温8.0℃,极端最高气温36.7℃,平均降水量58.9 mm,蒸发量2986.3 mm。

2 研究区地质结构与水文地质特征

2.1 研究区地质结构特征

研究区为典型的山前冲洪积扇。冲洪积扇顶部为粗大的砾石,中部为砂卵砾石及粗砂,前缘为细砂及粉土。花海灌区地处洪积扇中部,区内沉积了巨厚的第四系冲洪积物,厚度在200~300 m(图1),为地下水的贮存提供了良好的场所^[12]。沉积物由老到新分别为:下更新统八格楞组胶结-半胶结的砾岩、砂砾岩(Q_1),厚度大于40 m;中更新统酒泉组砂砾碎石(Q_2),埋藏在40 m以下,厚度大于40 m;上更新统平原组南部以砂砾碎石为主,中部及东北部以粉质壤土、粉质黏土、粉细砂等为主(Q_3),厚度10~40 m;全新统砂壤土及细砂(Q_4),厚度5~10 m。

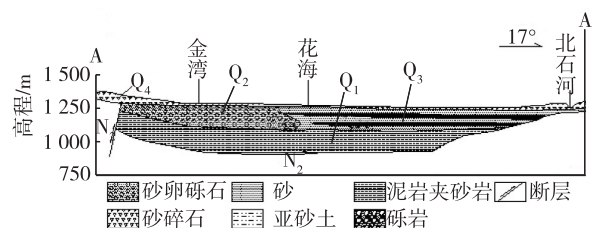


图1 A-A'地质剖面图

Fig. 1 A-A' geological profile

下更新统八格楞组胶结-半胶结的砾岩、砂砾岩(Q_1),厚度大于40 m;中更新统酒泉组砂砾碎石(Q_2),埋藏在40 m以下,厚度大于40 m;上更新统平原组南部以砂砾碎石为主,中部及东北部以粉质壤土、粉质黏土、粉细砂等为主(Q_3),厚度10~40 m;全新统砂壤土及细砂(Q_4),厚度5~10 m。

2.2 水文地质特征

研究区地下水的类型主要为第四系孔隙水,含水岩组主要由中、上更新统孔隙潜水、承压水含水层和全新统孔隙潜水含水层组成,主要分布在盆地冲洪积地层中,由于沉积环境及含水层岩性的差异,表现为地下水从山前至细土平原区,由潜水逐渐过渡为潜水-承压水,其富水性也由强变弱。区内由于沉积环境的交替变化,黏性土的分布在水平方向和垂直方向变化较大,潜水与承压水之间缺乏稳定的区域性隔水层,含水层之间水力联系较密切,视为一个统一的含水层系统。

地下水的补给途径:灌区农业灌溉使用的地表水通过渠系入渗补给地下水,每年的补给量基本与引水量成正比;田间灌溉入渗量则主要与地下水埋深有关,埋深越浅补给系数越大^[13];区内北部发育的北石河在上游线状渗入补给地下水;研究区西南角为花海冲洪积扇出山口,相邻水文地质单元的地下水以潜流形式补给到冲洪积扇体中。地下水的排泄途径:埋深较浅区域地下水会通过蒸发、蒸腾排泄到大气中;北石河下游地下水补给到河水中流出研究区;东部花海乡以东地下水以潜流形式排泄到研究区外;灌区地下水作为补充灌溉及乡村供水水源,开发利用最早可追溯到1957年酒泉钢铁公司建成的6口机电井,2000年以后进入地下水大规模开发利用阶段,机井数量超过了100口,排泄项中地下水开采占的比例越来越大。

研究区地势由西南至东北逐渐变低,地下水埋深由西南部的数十米至中部、东北部逐渐变为几米,地下水总体流向为西南到东北,区内水位差近 100 m,平均水力坡度约为 0.3%。在 2000 年以前地下水基本处于动态均衡状态,2000 年以后随着开采量的增加,地下水水位呈现下降趋势。

3 水文地质条件概化

3.1 含水层系统概化

基于研究区水文地质结构特征,分别将砂壤土及细砂 Q_4 地层概化为 10 m 的中等透水含水层,砂砾碎石、粉土、粉细砂 Q_3 地层概化为 30 m 的强透水含水层,砂砾碎石 Q_2 地层概化为 100 m 的强透水含水层,胶结-半胶结的砾岩、砂砾岩 Q_1 地层概化为 100 m 的中等透水含水层,整个第四纪沉积物概化成一个统一的潜水含水层系统。区内水平向岩性由南西到北东从砂砾、含砾砂、中细砂逐渐过渡到细砂、粉细砂,渗透系数在水平方向上从南西到北东方向逐渐变小;在垂直方向上由上而下层次逐渐增多,颗粒由粗变细,渗透系数逐渐变小。另外,第一层由于覆盖层有粉质壤土、粉质黏土等,渗透系数相对较小。

3.2 边界条件概化

为建立水文地质计算模型,需对研究区各边界进行概化。研究区南部有一压性断层——南截山北缘断层(图 1),走向东西,倾向南,切割晚更新世及其以前地层,活动性质为逆冲兼走滑^[14],阻止了地下潜流的补给,定为隔水边界;在西南角有部分潜流补给,为流量边界;北部边界为近北戈壁边缘,作为隔水边界处理,北石河作为一个给定水头的内部河流;区域东部花海镇以东的边界地下水以潜流形式排泄到研究区外,为流量边界;西边界垂直等高线,几乎与等水位线垂直,定为隔水边界。研究区有开采机井 126 口,井深基本在 50~120 m,将抽水井概化为第二层底板(埋深 40 m)和第三层底板(埋深 140 m)的源汇项,在这两个层面分别设置 126 口井,总开采量平均分配到两层上。

由于研究区降雨稀少,忽略降雨入渗补给。结合农业用水结构,主要考虑北石河河水入渗、渠系入渗和田间入渗补给;在地下水埋深较浅的区域潜水蒸发量较大;入渗及蒸发赋值强度参考研究区以往地下水研究报告。

4 数学模型及模型识别与校验

4.1 数学模型

根据研究区水文地质模型,在渗流连续性方程基础上建立了评价区与水文地质模型对应的地下水三维数学模型:

$$\begin{cases} S \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \varepsilon & (x, y, z) \in \Omega, t > 0 \\ \mu \frac{\partial H}{\partial t} = K \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + K \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 + K \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)^2 - \frac{\partial H}{\partial z} (K+p) & (x, y, z) \in B_0, t > 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega, t = 0 \\ H(x, y, z, t) \Big|_{(x, y, z) \in B_1} = H_1(x, y, z, t) & (x, y, z) \in B_1, t > 0 \\ K \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{(x, y, z) \in B_2} = q_0(x, y, z, t) & (x, y, z) \in B_2, t > 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中: H ——地下水水位, m; K ——含水层渗透系数, m/d; S ——自由面以下含水层的储水率, 1/m; ε ——源汇项, 1/d; μ ——潜水含水层给水度, 无量纲; p ——潜水面的蒸发和降水补给系数, m/d; H_0 ——初始水位, m; H_1 ——边界水位, m; $q_0(x, y, z, t)$ ——流量边界单位面积过水断面补给流量, m/d; Ω ——渗流区域; B_0 ——自由表面边界; B_1 ——给定水头边界; B_2 ——流量边界; n ——渗流区边界的单位外法线方向。

4.2 模型识别与校验

根据水文地质条件,对模型的平面区域进行分区,共分为 16 个子区,用 Triangle 算法生成三角形有限单元网格,并对模型边界、河流及观测井进行加密,生成三维结构图,4 层共有 98 756 个三棱柱单元,5 个层面共

有65 745个节点。各分区的水文地质参数初值主要根据以往的勘察报告、现场试验及经验。模型初步建立完成后,部分数据欠缺以及经验参数的选取存在一定人为因素,与实际参数之间可能存在差距,因此需要对建立的模型进行调试和验证。根据水文地质条件和现场6口观测井的观测水位对地下水流模型初始流场进行了识别,模拟后的水位与观测水位差值见图2,模拟出的研究区初始地下水等水位线见图3。

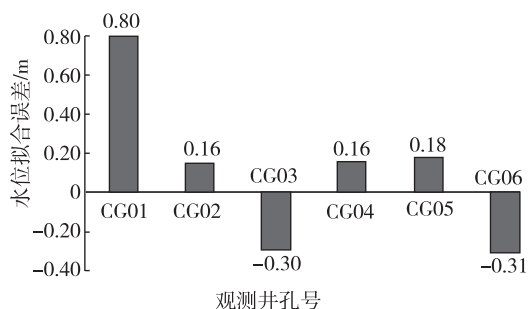


图2 初始水位拟合误差

Fig. 2 Fitting error of initial groundwater level

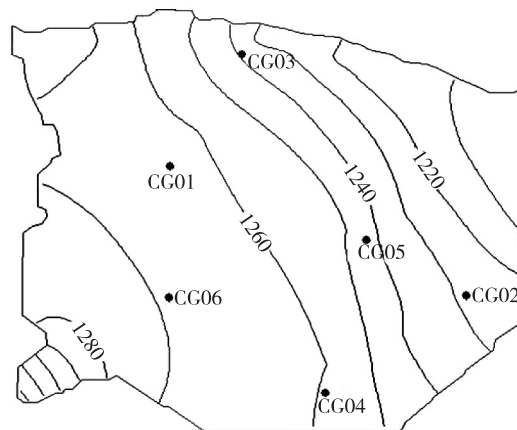


图3 研究区2001年初始地下水等水位线(单位:m)

Fig. 3 Contour map of initial groundwater level of study area in 2001

图2中6口观测井模拟水位与观测水位差值较小,最大的为0.8 m,有2口井水位差值在0.3 m左右,其余3口井水位差值均在0.2 m以内,因此可认为模拟值与观测值比较接近,模拟的初始地下水等水位线具有一定的合理性,符合后续模拟的要求。

加入源汇项并调节各项参数对研究区2001—2010年地下水水位进行模拟,所得模拟水位作为进一步识别模型的数据。4口观测井有完整的长序列水位观测数据,对比分析,由图表及数据知模拟值与观测值有一定的相关性;CG02井、CG03井观测值和模拟值在10 a内有所波动且整体呈下降趋势;CG05井附近机井比较密集,水位观测值和模拟值都在2004及2006年出现转折点,波动的趋势基本相符,模拟的结果较为理想;CG06井观测水位在2005年及2006年较水位整体变化趋势不符,可能观测数据存在一些人为因素的问题。

从模型中读取源汇项数据,进行水均衡计算,9 a平均数据如下:河流流入3 428.54万 m^3 ,渠系入渗873.1万 m^3 ,田间入渗1 326.40万 m^3 ,侧向流入3 181.69万 m^3 ,补给项合计8 809.73万 m^3 。蒸发2 017.56万 m^3 ,开采1 155.26万 m^3 ,补给河流4 303.19万 m^3 ,侧向流出1 922.28万 m^3 ,排泄项合计9 398.29万 m^3 ,如图4所示。均衡差为-588.56万 m^3 ,研究区总体处于负均衡状态。

4.3 地下水位预测

从研究区初始地下水等水位线的匹配及10 a的观测井水位拟合图来看,所建立的花海灌区地下水动态数值模型基本达到精度要求,一定程度上反映了地下水的流场特点和动态变化特征,因此可利用该模型进行地下水动态研究趋势性预测。

以2010年为现状年,通过保持现状年其他源汇项不变的条件下,改变地下水开采量,得到往后20 a的地下水水位数据。考虑到要满足生产生活要求,直接禁止开采地下水不切实际,所以拟计划分两种方案进行地下水动态预测:方案一取识别期开采量最小年份(2005年)的开采量(350.52万 m^3)作为开采强度赋值到模型中;方案二取识别期开采量最大年份(2007年)的开采量(2 009.86万 m^3)作为开采强度赋值到模型中。

方案一中2030年地下水整体流动趋势基本没有变化,这主要受研究区地下水侧向流入流出控制,区内地下水在西南角接受侧向补给此处水位为全区最高,在东部地下水侧向流出研究区水位最低。方案二中2030年地下水整体流动趋势也基本没有变化,等水位线总体向西南部推移,地下水水位明显较方案一低。两种方案20 a的水位变化等值线如图5所示。

方案一预测期的地下水开采量较往年小,模拟结果显示地下水水位相对往年有所上升。由图5(a)可知,最大水位上升值约为3.5 m,地下水水位上升幅度较大的区域主要在研究区东南部,往北水位上升幅度

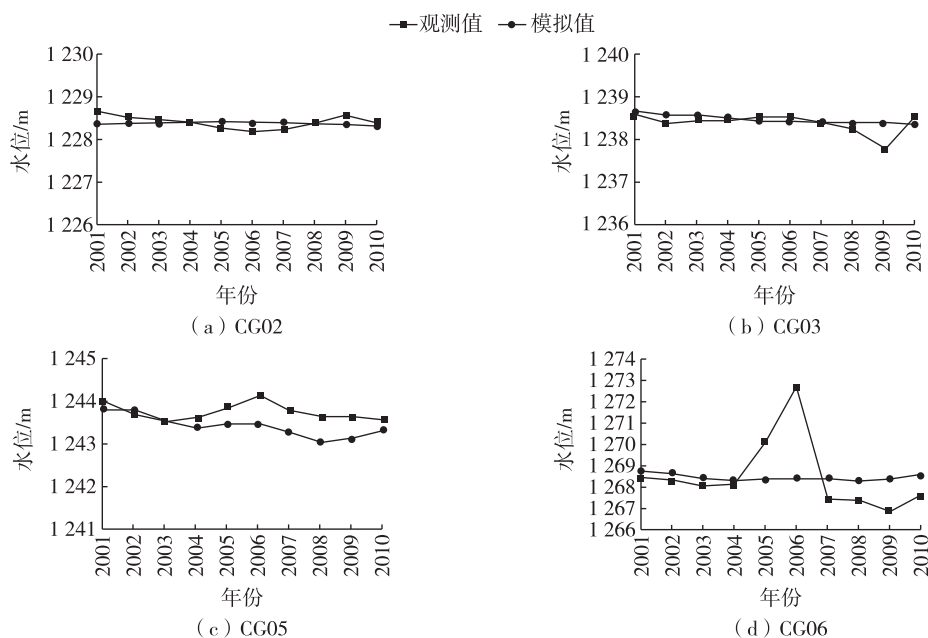


图4 观测孔水位观测值与模拟值对比

Fig. 4 Comparison of observed values obtained with observation well and simulated values of groundwater level

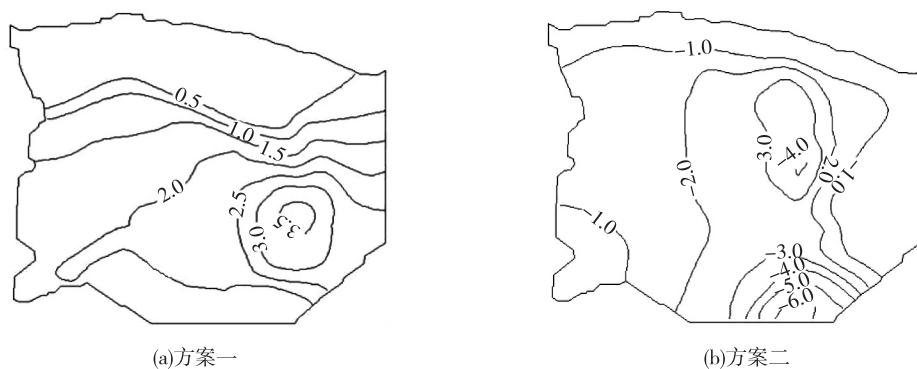


图5 2030年地下水水位变化等值线(单位:m)

Fig. 5 Contour map of groundwater level change in 2030

逐渐减小。东南部水位上升幅度较大主要原因在于前期开采量相对较大,而预测方案一中开采量较小,地下水水位会在前期开采形成的降落漏斗处(主要是机井密集区域)回升较明显。在方案二中水位变化表现为下降,最大的水位下降值超过6 m,由于开采量为前期最大值,集中开采区地下水水位会进一步下降,致使降落漏斗扩展到南部边界,边界的隔水性使水位下降更明显。由以上预测结果可知,一方面开采井的分布情况影响着局部水位变幅,机井主要分布在研究区中部和东南部,由图5可知这部分区域水位变化幅度较大;另一方面与设置的边界条件也有一定关系,研究区内的北石河设置为给定水头边界,这会使北部水位变幅减小,南部边界为隔水边界,开采机井形成的有界井流问题会导致地下水水位变化在隔水边界附近更明显^[15]。

5 结 语

研究区为典型的山前冲洪积扇,水文地质结构相对简单,沉积物颗粒级从山前到扇缘逐渐变细,竖向上从上到下总体逐渐变细。灌区近十几年来地下水开采量由20世纪的每年几十万立方米增长到上千万立方米,由于高强度开采地下水,引起了灌区地下水水位持续下降。预测结果表明开采机井密集区域地下水水位变化幅度较其他区域大,在小开采量方案中地下水水位略有回升,最大升幅约为3.5 m,在大开采量方案中地下水水位有明显下降,最大降幅达到6 m。高强度开采地下水会引起局部地下水水位大幅下降,威胁到依赖地下水生存的动植物,从而引起一系列生态及环境问题,建议灌区尽量选用其他水源并减少对地下水的开采,尤其是受开采影响较为明显的东南部。

参考文献:

- [1] WHITFORD W. Ecology of desert systems[M]. San Diego: Academic Press, 2002.
- [2] WARNER T T. Desert meteorology[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2004.
- [3] 王澄海. 气候变化与荒漠化[M]. 北京: 气象出版社, 2003.
- [4] 吴吉春, 盛煜, 李静, 等. 疏勒河源区的多年冻土[J]. 地理学报, 2009, 64(5): 571-580. (WU Jichun, SHENG Yu, LI Jing, et al. Permafrost in source areas of Shule River in Qilian Mountains[J]. Acta Geographica Sinica, 2009, 64(5): 571-580. (in Chinese))
- [5] 黄鹏飞, 王忠静. 气候变化对疏勒河中游水循环及生态环境的影响分析[J]. 水力发电学报, 2014, 33(6): 88-97. (HUANG Pengfei, WANG Zhongjing. Impact of climate change on water resources and hydrologic cycle in middle Shule River Basin[J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2014, 33(6): 88-97. (in Chinese))
- [6] 闫成云, 聂振龙, 张光辉, 等. 疏勒河流域中下游盆地地下水功能评价[J]. 水文地质工程地质, 2007(3): 41-45, 50. (YAN Chengyun, NIE Zhenlong, ZHANG Guanghui, et al. Assessment of groundwater function in the middle and lower reaches of the Shule River Basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2007(3): 41-45, 50. (in Chinese))
- [7] 屈君霞, 喻生波. 疏勒河干流地表水与地下水水化学特征及相互转化关系[J]. 甘肃科技, 2007, 23(4): 119-121, 237. (QU Junxia, YU Shengbo. Surface water and groundwater chemical characteristics and the mutual transformation relationship of Shule River[J]. Gansu Science and Technology, 2007, 23(4): 119-121, 237. (in Chinese))
- [8] 叶红梅, 陈少辉, 盛丰, 等. 疏勒河流域中下游土地覆盖动态变化及其与地下水的相关性[J]. 水利学报, 2013, 44(1): 83-90. (YE Hongmei, CHEN Shaohui, SHENG Feng, et al. Research on dynamic changes of land cover and its correlation with groundwater in the Shule River Basin[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2013, 44(1): 83-90. (in Chinese))
- [9] 李峰, 杨富元, 王培龙, 等. 疏勒河流域地下水水位浅析[J]. 中国水运, 2012(12): 177-179, 71. (LI Feng, YANG Fuyuan, WANG Peilong, et al. Analysis of groundwater level in Shule River Basin[J]. China Water Transport, 2012(12): 177-179, 71. (in Chinese))
- [10] 程远顺. 河西走廊玉门市花海盆地地下水现状分析[J]. 甘肃农业, 2011(9): 8-9. (CHENG Yuanshun. Analyzing of groundwater in Gansu Corridor in Yumen Huahai Basin[J]. Gansu Agriculture, 2011(9): 8-9. (in Chinese))
- [11] 郑晓, 王乃昂, 李卓仑, 等. 1990—2005年疏勒河流域土地利用/覆盖变化分析[J]. 中国沙漠, 2010, 30(4): 857-861. (DENG Xiao, WANG Naiang, LI Zhuolun, et al. Analysis on land use/cover change during 1990—2005 in Shule River Basin[J]. Journal of Desert Research, 2010, 30(4): 857-861. (in Chinese))
- [12] 陈德华, 刘少玉, 王昭. 疏勒河流域中游生态环境变化及成因分析[J]. 水文地质工程地质, 2001(6): 23-25. (CHEN Dehua, LIU Shaoyu, WANG Zhao. Analysis on the ecological environment changes and its causes in the middle reaches of Shule River Basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2001(6): 23-25. (in Chinese))
- [13] 闫自仁. 疏勒河流域地下水均衡试验场蒸发研究[J]. 地下水, 2012, 34(5): 40-41. (YAN Ziren. Evaporation of groundwater balance test field in Shule River Basin[J]. Ground Water, 2012, 34(5): 40-41. (in Chinese))
- [14] 王萍. 甘肃疏勒河冲积扇发育对构造活动的响应: 兼论阿尔金断裂东端新构造活动特征[D]. 北京: 中国地震局地质研究所, 2003.
- [15] 周志芳, 王锦国. 地下水动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2014.