

祁泽学,肖勇,汪生斌,等.柴达木盆地西缘尕斯库勒湖流域地下水流数值模拟及地下水资源评价[J].盐湖研究,2024,32(1):57-65.

Qi Z X, Xiao Y, Wang S B, et al. Numerical simulation of groundwater flow and evaluation of groundwater resources in Gasikule Lake Basin, Western Margin of Qaidam Basin[J]. Journal of Salt Lake Research, 2024, 32(1): 57-65.

DOI:10.12119/j.yhyj.202401007

柴达木盆地西缘尕斯库勒湖流域地下水流数值模拟及地下水资源评价

祁泽学^{1,2}, 肖勇^{3*}, 汪生斌^{1,2}, 张国强^{1,2}, 陈龙^{1,2}

(1. 青海省环境地质重点实验室, 青海 西宁 810000; 2. 青海省环境地质勘查局, 青海 西宁 810000;
3. 西南交通大学地球科学与环境工程学院, 四川 成都 611756)

摘要: 尕斯库勒湖流域所属行政区茫崖市自建市以来尚未建设较大规模的集中供水水源, 在以水定产、以水定城的城市发展构架下, 评价流域地下水资源及开采潜力对城市发展至关重要。文章基于资料收集、动态长观、钻孔抽水试验等手段, 采用断面径流量法结合流域尺度的数值模拟, 评价了区内地下水天然资源量和允许开采量, 并对地下水开采后对水文环境的影响进行了评估。结果表明: 尕斯库勒湖流域地下水天然资源量为 $98.82 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 允许开采量为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 地下水资源开采系数 < 0.4 , 开采程度低; 开采稳定后下游泉水减少 $10.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 蒸发量减少 $12.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 开采量和泉水及蒸发量减少之和相等, 开采地下水间接剥夺了无效蒸发和部分泉水; 下游湿地地区降深 $\leq 0.5 \text{ m}$, 湿地面积不产生退化; 尕斯库勒湖入湖量减少 $2.53 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 能维持湖泊及湿地周围生态环境的良性循环。

关键词: 柴达木盆地西缘; 尕斯库勒湖流域; 地下水允许开采量; 数值模拟

中图分类号: P641.8

文献标志码: A

文章编号: 1008-858X(2024)01-0057-09

柴达木盆地西部矿产及石油资源十分丰富^[1-4], 是省内主要的产油区和重要的盐湖化工原料出产地^[5-9]。该区地貌以山地、荒漠为主体, 区内气候干燥, 降水量稀少, 蒸发强烈。水资源短缺是制约区域经济发展的重要因素, 地下水作为水资源的重要组成部分, 具有分布广、优质的特点, 是盆地内各大流域主要的供水水源。

柴达木盆地西缘主要流域有尕斯库勒湖流域、大浪滩-红沟子流域、大门口流域及达柴沟-丁字口流域, 基于资源开发利用, 对油田及卤水区的水化学特征及地球化学特征方面的研究较为成熟^[10-14]。为更好的支撑区域石油矿产及卤水资源开发时的用水安全, 自本世纪初相继开展了各流域地下水资源量及质量相关研究^[15-17], 发现仅在尕斯库勒湖流域存在数量较多的地下淡水, 其余部位多为咸水或微咸水, 但尕斯库勒湖流域地理位置处于青海与新疆交界部

位, 相对偏僻, 人口稀少, 一直未开展专门的水源地勘查及地下水资源评价工作, 地下水天然资源量及允许开采量不清, 严重制约了社会经济的发展。2018年12月在该地区建立茫崖市后, 对水资源的需求日益增大, 2020—2022年茫崖市委托我单位在该区开展了水源勘查及地下水资源评价工作。

尕斯库勒湖流域为典型内陆闭流型流域, 地表水系不甚发育, 地表水资源匮乏。流域所属的行政区茫崖市是青海省最年轻的地级城市, 区内石油矿产资源丰富, 为省内主要产油区。地下水是该区生活及生产的主要水源, 区域地下水的补给主要源于南部斯巴利克河及阿达滩河两条稍大河流的补给, 两河在出山口位置汇流后不远全部渗漏形成地下水。区内水文地质研究程度相对较低, 对地下水天然资源量及可开采资源量认识不清, 因此, 准确评价盆地内地下水资源量对区域社会发展至关重要。

收稿日期: 2023-09-06; 修回日期: 2023-09-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(42007183); 四川省自然科学基金项目(2022NSFSC1084); 青海省环境地质重点实验室科技项目(2023-ZK-01)

作者简介: 祁泽学(1990-), 男, 硕士, 工程师, 主要研究方向为水文地质调(勘)查评价工作。Email: qzx13639722055@126.com。

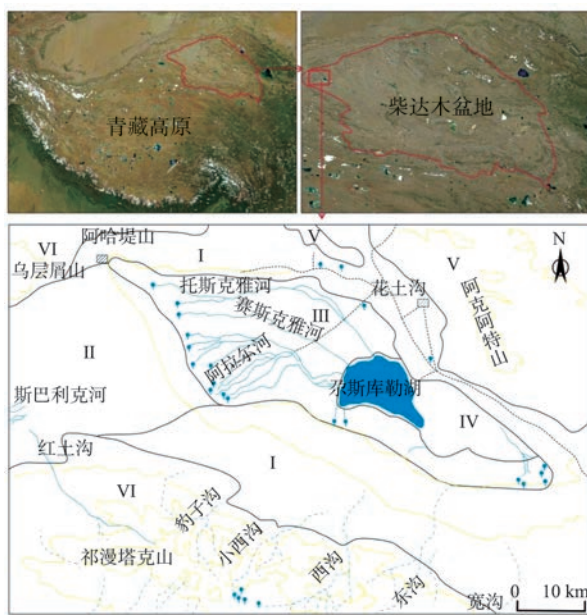
通讯作者: 肖勇(1989-), 男, 博士, 副教授, 硕士生导师, 主要从事水文地质教学科研工作。Email: xiaoyong@swjtu.edu.cn。

1 研究区概况

尕斯库勒湖流域隶属于青海省海西蒙古族藏族自治州,位于柴达木盆地最西段,是青海省与新疆的交界。地理坐标为东经 $89^{\circ}40' - 91^{\circ}13'$,北纬 $37^{\circ}55' - 38^{\circ}45'$,流域所在的阿拉尔盆地是柴达木盆地的次级盆地,北、西、南三面环山,中部及东部为洪积-冲洪积及冲湖积-湖积平原(图1),气候类型为典型内陆干旱气候,年平均气温 1.5°C ,年均降水量 55.34 mm ,年均蒸发量 $2\,856.93\text{ mm}$,区内常年性河流为斯巴利克河、阿达滩河、阿里木赛河(小西沟)、库木拉克河(西沟)、孟达里克河(东沟)、宽沟河等,流域面积^[9]约 $5\,000\text{ km}^2$ 。

尕斯库勒湖流域自成完整独立的水文地质单元,区内的第四系沉积厚度巨大,含水层自盆地的山区向中心逐渐变厚,含水层岩性粒径由粗变细,泥质含量逐渐增大,至湖积平原区含水层由单一潜水逐渐向多层结构承压水演变。地下水在径流至湖积平原区溢出地表形成数条泉集河最终汇入尕斯库勒湖。作为流域地下水、地表水的终端,尕斯库勒湖水面积约 103 km^2 ,水深一般为 $0.5 \sim 0.8\text{ m}$,平均水深 0.65 m ;水化学类型为硫酸镁亚型,是一个以石盐、芒硝沉积为主的盐湖。湖表卤水及晶间卤水中富含钾、锂资源,湖表卤水矿化度 333 g/L ,晶间卤水赋存于石盐和白钠镁矾沉积层中,埋深 $0.1 \sim 0.3\text{ m}$,分布面积为 138 km^2 ,属固-液相并存的特大型盐湖矿床^[18]。

流域地下水的补给主要源于大气降水入渗、山区基岩水侧向径流及地表河流入渗,西部和南部河水入渗,南部祁漫塔格山山体高大,降水充沛,海拔 $5\,000\text{ m}$ 以上地区终年积雪并发育有现代冰川,大气降水和冰雪融水便是盆地内水资源的发源地。地下水的形成-径流带为山前冲洪积平原,此带沉积岩相为洪积-冲洪积砂砾卵石层,岩性单一,颗粒粗、厚度大,透水性强,地下水径流速度快,水循环交替积极。与西北地区大部分冲洪积扇类似,河水在冲洪积扇径流一段后大部分或者全部渗入地下,大量补给地下水^[19-23]。地下水以水平运动为主。山前平原地下水流向基本与洪积扇轴线方向相一致,由盆地周边的各个方向向盆地中心最低点汇集。自冲洪积平原区至冲湖积平原区,地层结构由砂砾卵石的单一结构过渡为中细砂、粉细砂与亚砂土、亚粘土互层的多层结构。这种地质结构的变化,导致山前平原区潜水向冲湖积平原区径流过程中发生水力性质和



I - 洪积平原, II - 冲洪积平原, III - 冲湖积平原, V - 低山丘陵, VI - 山区

图1 尕斯库勒湖流域水系及地貌分区图

Fig. 1 Water system and landform zoning map of Gasikule Lake Basin

水流分异。冲湖积平原上部以潜水形式向湖盆中径流运移,下部则以承压水形式向湖盆方向径流。垂向上,承压水头一般随深度增大而增大,而且承压水位高于上部潜水位,因此承压水通过天窗或弱透水层向上越流补给潜水。地下水排泄主要为潜水蒸发、人工开采及排湖量等。

2 水文地质概念模型和数学模型

2.1 水文地质概念模型

模型区全部由流量边界和隔水边界构成,整个模型概化面积为 $3\,160\text{ km}^2$,补给水量主要来自西侧两河渗漏、南部祁漫塔格山河流渗漏及北部山区少量洪流入渗。不同年份两河径流量差异较大,流量及沿途渗漏量概化为随季节和年份变化。南部祁漫塔格山河水渗漏及北部山区洪流入渗,亦随季节和水文年波动变化,但考虑到山前冲洪积含水层调节能力较强,具有较好的“滤波”特性,故南北西山区边界简化为定流量边界,流量取多年均值。概念模型见图2。

含水层结构概化:尕斯库勒湖流域第四系沉积物来源于周围山区,主要来自西南部的斯巴利克河与阿达滩河的流水沉积,自西南边界向东部的尕斯库勒湖方向,其沉积相大致演变规律为:洪积扇-冲积

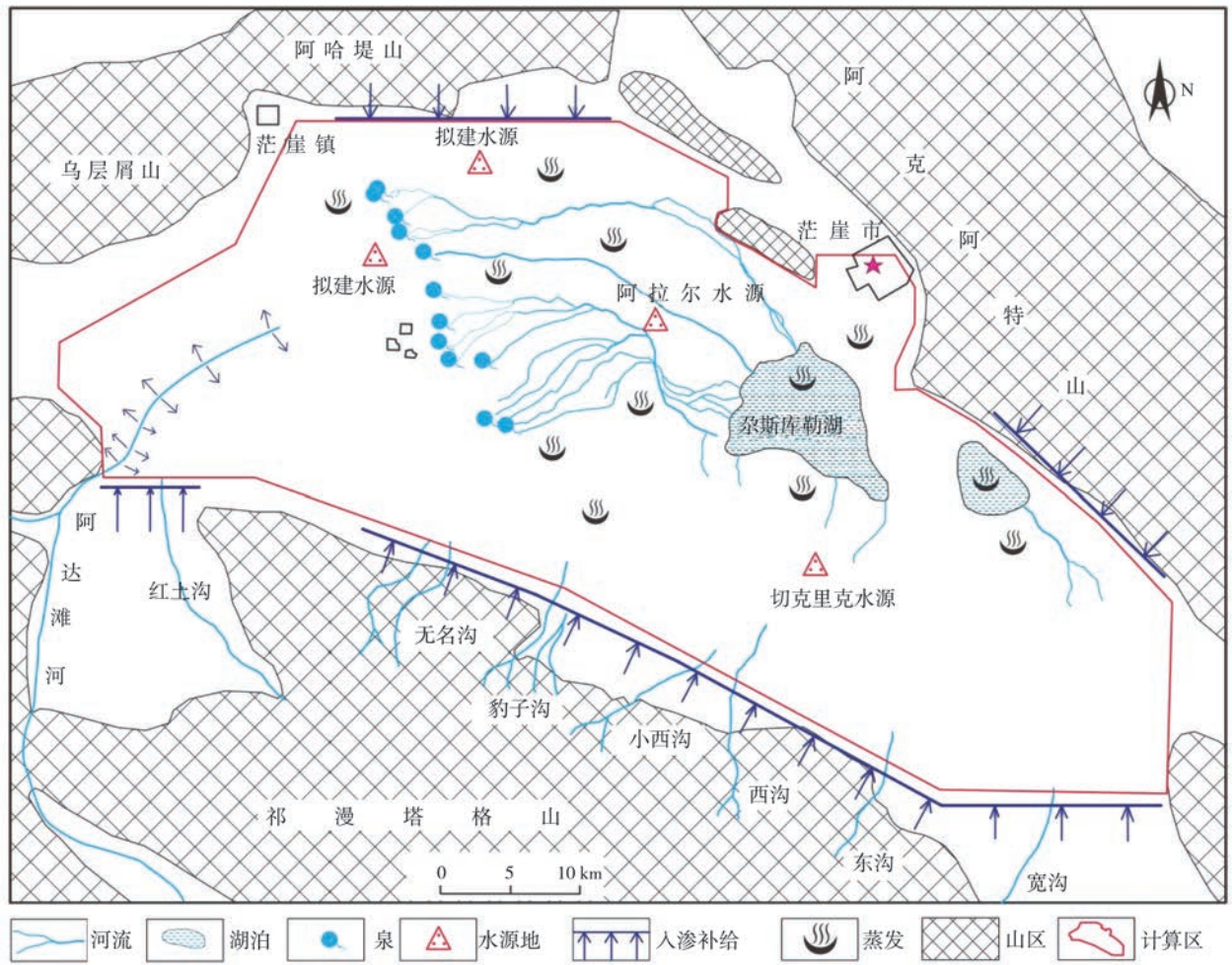


图2 水文地质概念模型示意图

Fig. 2 Schematic diagram of hydrogeological conceptual model

平原-湖积平原,形成一套完整的内陆河流沉积系统。与沉积系统对应的含水层类型与结构特征为:山前洪积扇带为单层潜水区;冲积平原与湖积平原区为多层含水层结构,上部为浅层潜水、下部为多层承压含水层。上部浅层潜水:该层除模拟浅部地下水的水平向径流外,还具有模拟地下水的蒸发、泉水出流、降水入渗等功能。该模拟层除代表真正的上部潜水外,还包括 100 m 以内的浅部承压水。下部承压水层:该含水段由多个含水层组成,但考虑到为混合开采,故将其概化为单层承压含水层,所计算出的压力水头、降深等数值,均为该段内各层的混合平均值。

2.2 数学模型

研究区地下水流数学模型采用 Visual Modflow 软件,地下水运动规律可用以下数学模型描述:

上部潜水位:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(T_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} \right) + \alpha_1 (h_2 - h_1) + Riv - \\ & Evp - \beta (h_1 - h_s) - \sum w_1 = \mu \frac{\partial h_1}{\partial t} h_1(x, y, 0) = h_{10}(x, y) \quad \text{水头初始条件} \\ & T_1 \frac{\partial h}{\partial n} = q_{1b}, \quad (x, y) \in \Gamma_1 \quad \text{流量边界条件} \end{aligned}$$

下部承压段:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(T_2 \frac{\partial h_2}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_2 \frac{\partial h_2}{\partial y} \right) + \alpha_1 (h_1 - h_2) + \\ & \alpha_2 (h_3 - h_2) - \sum w_2 = S_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} h_2(x, y, 0) = h_{20}(x, y) \quad \text{水头初始条件} \\ & T_2 \frac{\partial h}{\partial n} = q_{2b}, \quad (x, y) \in \Gamma_2 \quad \text{流量边界条件} \end{aligned}$$

式中: h_1 、 h_2 —上部浅层潜水、中部承压水、深部承压水水位 m; $h_{10}(x, y)$ 、 $h_{20}(x, y)$ —潜水、承压水初始水位 m; T_1 、 T_2 —潜水、承压水导水系数 m^2/d ; μ —浅层潜水给水度; S_2 —承压水储水系数; β —泉水溢出系数 $1/d$;

h_s —泉水溢出高程 m ; Riv —河水渗漏补给强度 m/d ; Γ_1, Γ_2 —潜水、承压水含水层边界; α_1 —浅层潜水与中部承压水间越流系数 $1/d$; α_2 —中、深部承压水间越流系数 $1/d$; w —水源地开采量; q_{1b}, q_{2b} —潜水、承压水边界流量 m^2/d 。

3 数学模型的建立与识别验证

3.1 模型时空离散

根据研究区含水层及地下水流场特征,采用 $500\text{ m} \times 500\text{ m}$ 的网格进行剖分,将整个模拟区在平面上沿南北向剖分为 116 行,沿东西向剖分为 192 列,活动单元数为 12 640 个,计算面积 $3\,160\text{ km}^2$ 。垂向上分为两层,上层为潜水含水层,下部为承压含水层。计算范围为整个尕斯库勒湖流域,计算区范围和概念模型见图 2,含水层共分两层时间步长为 1 天。

3.2 模型识别与验证

用三类信息校验尕斯库勒湖流域地下水模型:①利用区域地下水流场、河流与边界补给量、泉水溢出量等信息,对导水参数进行识别;②利用长观孔水位变幅,对储水类参数进行识别;③利用水源地开采井抽水试验确定的导水参数,直接作为“锚点”参数,在参数识别中保持不变。

据历次勘察资料^[9,15,24-25],浅层潜水含水段勘察程度最高,可确定河流与边界补给量、泉集河流量等,绘制出盆地等水位线和等埋深线图;其次为中部承压含水段,尤其在阿拉尔水源地附近,有较多的水位、水量数据,结合其它控制钻孔,可粗略绘制承压含水段等压线图。

阿拉尔、切克里克水源地有 40 年开采史,开采量远小于盆地地下水补给量,通过泉水和蒸发自适应调节,盆地现状水流系统呈基本稳定状态。

利用上述各类信息,建立尕斯库勒湖流域拟稳定水流模型,水均衡要素取多年平均值,对潜水、承压水含水段流场和泉集河流量进行拟合,识别含水层导水类参数。

通过模型校正调试,模拟流场、泉集河流量与调查数据实现了合理的匹配,拟合误差 $<5\%$ 。地下水流场拟合成果见下图 3、图 4,主要泉集河溢出量拟合见表 1。

总体来看,所建立的尕斯库勒湖流域地下水流数学模型复合实际水文地质条件,参数分区合理、仿真度高,能客观反应研究区地下水流场的变化规律。

表 1 现状泉集河溢出量拟合结果表

Table 1 Table of current overflow fitting results of Quanji River $10^4\text{ m}^3/d$

泉集河	模拟溢出量	实测溢出量
托斯克雅河	3.342	3.316
赛斯克雅河	1.037	1.039
阿拉尔河	26.781	26.784
总溢出量	31.16	31.139

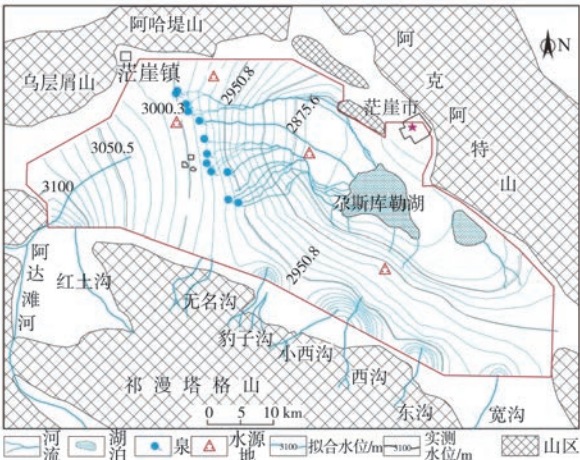


图 3 潜水含水段模型验证期地下水位拟合结果

Fig. 3 Fitting results of groundwater level in verification period of phreatic aquifer model

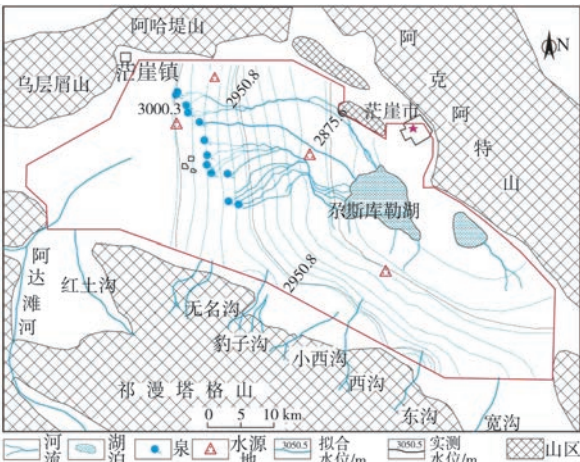


图 4 承压含水段模型验证期地下水位拟合结果

Fig. 4 Fitting results of groundwater level in confined aquifer model verification period

4 尕斯库勒湖流域地下水资源评价

4.1 地下水补给资源量

尕斯库勒湖流域是一个完整的水文地质单元,具有独立的水循环—均衡系统,盆地内地下水主要来源于周边山区地表径流的渗漏补给,其次为盆地内大气降水的渗入补给。由于盆地周边基岩裂隙水十分贫

乏,又无实测资料,因此基岩水侧向补给量略去不计。

4.1.1 河流渗漏量

尕斯库勒湖流域为一封闭的山间盆地,源于山区河流均汇入盆地内。除较大洪水越过洪积平原直接汇入尕斯库勒湖外,一般河流出山后河水在洪积平原全部渗漏补给地下水,因此,地表水径流量可视为河流渗漏补给量。据地表水资源计算结果^[9],河流渗漏量为 $94.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,共有以下三部分组成:南部洪积平原区 $11.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,北部洪积平原区 $3.33 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,西部阿达滩冲洪积平原区 $79.69 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

4.1.2 大气降水入渗量

区内大气降水入渗量,包括直接降落在湖区的水量和降水在冲湖积平原区的入渗补给量。茫崖地区年降水量为 55.34 mm,湖区水域面积为 117.79 km^2 ,冲湖积平原(地下水位埋深小于 5 m)面积为 $1\,277.08 \text{ km}^2$,降水渗入系数选用 0.13。经计算,陆地降水入渗补给量 $2.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,直接降落在湖区的水量为 $1.79 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。冲湖积平原区降水入渗补给总量为 $4.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

综上,区内地下水补给总量为 $98.82 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

4.2 地下水排泄资源量

排泄量包括蒸发蒸腾量和地下水开采量。汤洪康等^[24]和汪生斌等^[25]对尕斯库勒湖流域蒸发蒸腾量做了相关描述和计算。

4.2.1 蒸发蒸腾量

湖西淡潜水的水位埋深小于 0.5 m 的范围面积为 425.18 km^2 ,采用潜水埋深 0.5 m 的蒸发蒸腾量 $484.6 \text{ mm}/\text{a}$,故淡潜水蒸发蒸腾量为 $56.45 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

湖东浅层卤水的水位埋深小于 1 m 的范围面积 130 km^2 。据察尔汗盐湖 1966 年均衡场用不同方法测得和计算埋深 0.5 m 左右的晶间卤水蒸发量平均值为 24.82 mm。尕斯库勒湖滨晶间卤水密度与察尔汗盐湖晶间卤水密度大体相近,因此,借用察尔汗晶间卤水蒸发量,取值 24.82 mm。晶间卤水蒸发量为 $0.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

冲湖积平原区地下水埋深 1~5 m 的范围面积为 584.6 km^2 ,采用潜水埋深 3 m 的蒸发蒸腾量 $52.8 \text{ mm}/\text{a}$,蒸发蒸腾量为 $8.46 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

研究区内蒸发蒸腾总量为 $65.79 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

4.2.2 地下水开采量

流域内现有水源总开采量 $6.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,其中阿

拉尔水源地现状开采量 $2.7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,其余小型水源开采量为 $1.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,切克里克水源地现状开采量为 $2.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;

4.2.3 泉集河排泄量

区内泉集河主要有托斯克雅河、赛斯克雅河及铁木里克河,在河流中下游段测得流量分别为 0.11、0.028、 $3.469 \text{ m}^3/\text{s}$,则地下水溢出总量为 $3.607 \text{ m}^3/\text{s}$,即 $31.16 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

综上,研究区内排泄总量为 $96.95 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

4.3 地下水可开采资源量

根据所建立的模型结合当地经济发展规划及用水对象需求、尕斯库勒湖泊面积变化、绿洲湿地面积以及地下水位等约束条件下,确定水源开采量。西侧冲洪积平原中轴部拟建 $16.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的水源、北部冲洪积平原区拟建 $0.7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的水源、南部冲洪积平原以现状开采为主,加上现状开采量 $6.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,模型计算时人工开采量设定为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

根据设计开采方案,模拟稳定流场和降深(图 5-8)。从图中可以看出,开采条件下,潜水含水层和承压含水层地下水稳定流场整体趋势是自东向西径流排泄,与地下水初始流场趋势相似,但整个区域地下水位均有下降,并在开采区形成降落漏斗。随着开采量的增加,潜水含水层降落漏斗不断扩大,开采区中心最大降深也随之增大。西部阿达滩开采区最大降深为 25.55 m,北部开采区最大降深为 17.21 m,南部开采区最大降深为 10.01 m;承压含水层地下水流趋势基本相同,整体上由东向西径流排泄,在靠近北部开采区与西部开采区附近地下水位形成降落漏斗,北部洪积扇开采井开采含水层设计为潜水含水层与承压含水层混合开采。从水均衡结果看,开采稳定后,地下水开采量均由蒸发量与泉集河排泄量的减少量组成,地下水基本呈均衡状态(表 2)。

地下水开采总量达 $23.50 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,占多年平均总补给量的 23.78%。其中北部洪积扇地下水开采量 $0.7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,占该洪积扇补给量的 21.02%;南部洪积扇地下水开采量 $2.50 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,占该洪积扇补给量的 21.73%;阿达滩洪积扇地下水开采量 $20.30 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,占该洪积扇补给量的 24.2%。该开采方案下,地下水开采资源量均有补给保证,计算结果可靠。考虑到地下水开采对植被的影响,按开采资源量不超过补给资源量的 25% 原则,建议尕斯库勒湖流域地下水

表 2 开采条件下地下水均衡表
Table 2 Groundwater balance table under mining conditions

均衡要素		天然	开采时
补给项	河流渗漏量	94.52	94.52
	降水补给量	4.3	4.3
	小计	98.82	98.82
排泄项	蒸发排泄量	65.79	47.18
	泉集河排泄量	31.16	26.27
	现状开采量	0	6.3
	新增开采量	0	17.2
	小计	96.95	96.95
均衡差		1.87	1.87

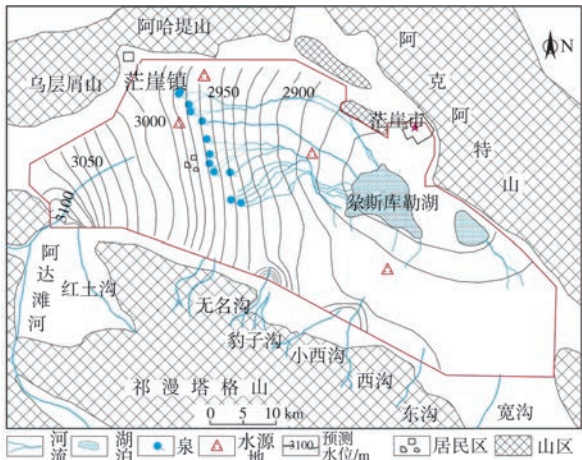


图 5 开采稳定后潜水地下水流场图
Fig. 5 Groundwater flow field diagram after mining stability

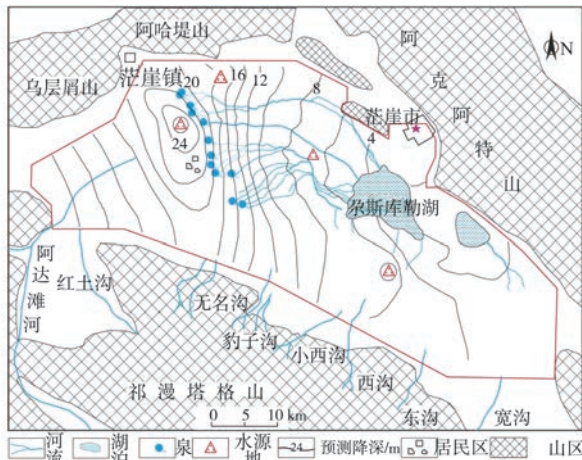


图 6 开采稳定后潜水地下水降深图
Fig. 6 Groundwater drawdown map after stable mining

允许开采量为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 其中西部阿达滩洪积扇-阿拉尔一带地下水开采资源量 $20.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 北部冲洪积平原扇地下水可开采量 $0.7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 南部洪积扇地下水可开采量 $2.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

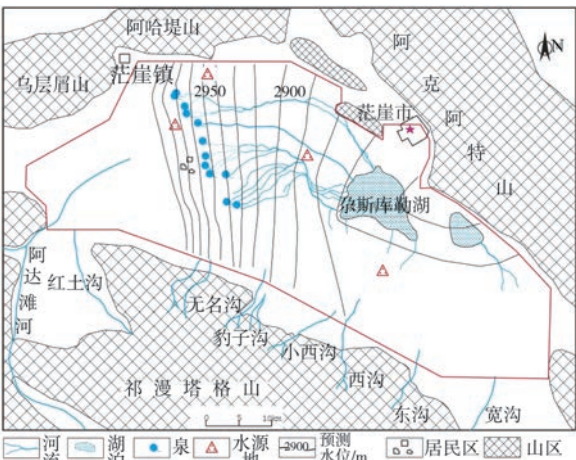


图 7 开采稳定后承压地下水流场图
Fig. 7 Groundwater flow field diagram of confined water after stable mining

4.4 开采后对水文环境的影响评价

4.4.1 地下水补给排泄变化

水源地开采后, 盆地开采量远小于补给量, 在泉水、地下水蒸发自适应调整作用下, 三年后逐渐趋于稳定。由于盆地第四系厚度大, 地表河流渗漏区地下水埋深大, 河流均为“脱节型河流”^[26-28] 渗漏, 已达到渗漏极限, 开采水不能激发河水渗漏增量, 即开采后地下水补给量不增加, 多年均补给量仍为 $94.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。水源地开采趋于稳定后, 盆地总排泄量与补给量接近, 呈现正均衡, 但地下水的天然排泄量和蒸发量相应的减少, 泉水和地下水蒸发自适应调整, 逐渐向新平衡状态过渡, 排泄途径自动再分配。水源地开采趋于稳定后, 盆地补给量没变化, 排泄量重新分配, 开采量增 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 泉水减少 $10.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 蒸发减少 $12.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 增采量和泉水与蒸发减少量之和相等, 开采等同于掠夺泉水和蒸发。

4.4.2 开采水量来源

开采趋于稳定后, 排泄途径自适应调整再分配, 地下水开采 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时, 泉水减少 $4.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 占开采量 20.81%, 蒸发减少 $18.61 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 占增采量 79.19%, 泉水与蒸发减少量之和与开采量相等, 说明开采量基本源于夺取无效蒸发与部分泉水。因蒸发随埋深(水位)衰减高度非线性, 增采量不同, 夺取泉水和蒸发比例亦会随之变化。

4.4.3 泉水流量变化

水源地开采 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 趋于稳定后, 盆地泉水减少 $4.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 为现状泉水溢出量 ($31.16 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$)

的 15.69%,水源地开采趋于稳定后,全盆地泉水衰减比例,远小于干旱区容许衰减比例 35%~45%,对泉水的影响程度在可接受范围,不会对泉集河环境产生明显影响。

4.4.4 湿地变化

水源地开采 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 趋于稳定后,泉水和地下水蒸发自适应衰减,改变了原天然地下水循环,泉水泄出量发生变化,实际上就是地下水埋深发生变化。水源地开采后,流域地下水溢出量减少 $4.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,为现状溢出量的 15.69%。水源地开

采产生的降深,随距离增大而减少,呈不对称分布,据浅层水趋势降深图(图 7),上游洪积扇区降深大、传播远,下游泉水溢出和蒸发带因夺取泉水和蒸发的抵消作用,降深比扇区小的多。水源地开采至稳定后,托斯克雅河(含大河坝河)泉域湿地最大降深 $\leq 0.5 \text{ m}$,仅在大河坝源头附近 0.6 m ;赛斯克雅河泉域湿地最大水位降深 $\leq 0.5 \text{ m}$;阿拉尔河泉域最大水位降深 $\leq 0.3 \text{ m}$;下游非泉集河源区水位降深很小($\leq 0.05 \text{ m}$)。虽然水源地开采对泉域湿地产生少量降深,但水位埋深仍小于 2.5 m ,湿地面积不会退缩。

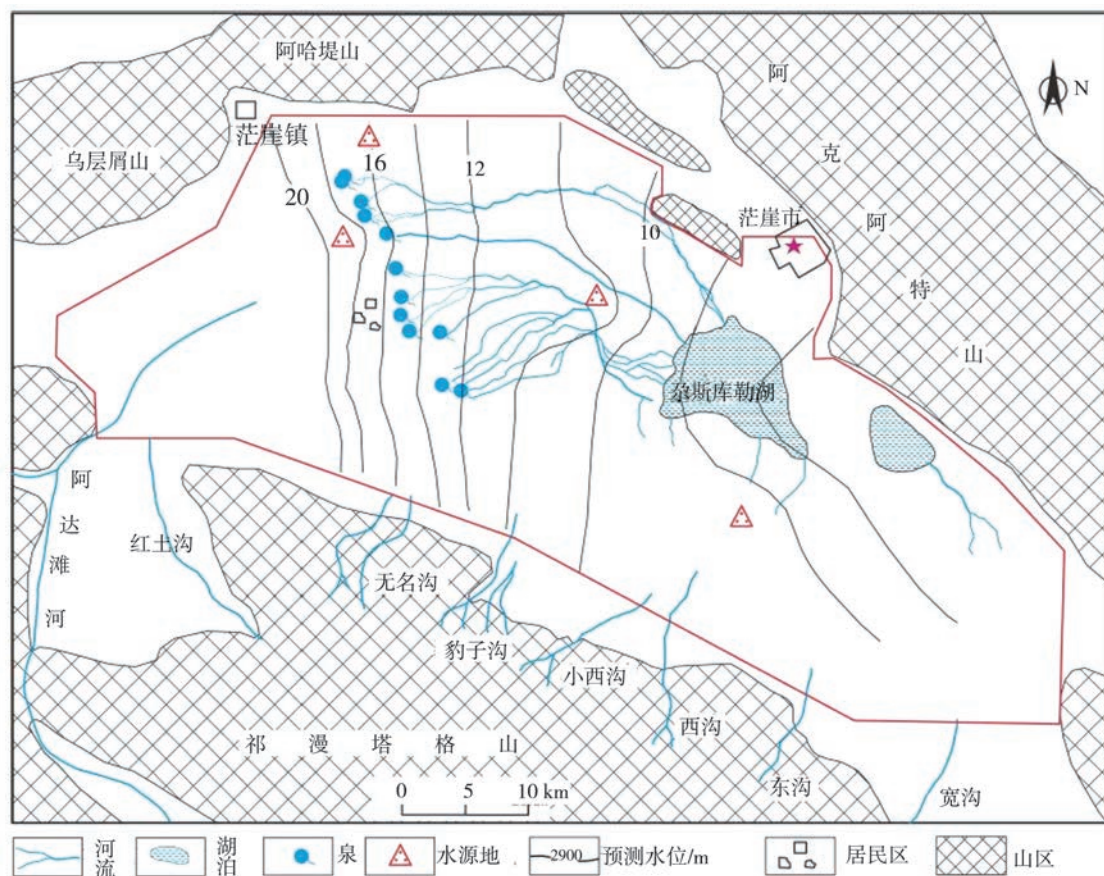


图8 开采稳定后承压水地下水降深图

Fig. 8 Groundwater drawdown map of confined water after stable mining

4.4.5 尕斯库勒湖入湖流量变化

三泉集河之中仅阿拉尔河流入尕斯库勒湖,现状入湖流量 $29.97 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,水源地开采至稳定后,入湖流量衰减至 $27.44 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,入湖减少量 $2.53 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,相对减少 8%,水源地开采对尕斯库勒湖产生影响较小,基本能维持湖泊生态循环良性发展。

根据评价结果,尕斯库勒湖流域地下水可开采量为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,主要来自袭夺 79.19% 的潜水无效蒸发量和 20.81% 的排湖量,基本能够维持湖泊及

湿地周围生态环境的良性循环。而对于冲洪积平原前缘盐渍土的改良抑制下游沼泽区树木、草场及农作物灾害有一定的正效应。开采对环境的影响程度在可调节的良性范围之内,不会产生危害性的地质灾害现象。

5 地下水可开采潜力分析

开展尕斯库勒湖流域地下水可开采潜力分析,

对柴达木盆地西部社会经济发展和水资源优化配置利用具有重要意义。地下水可开采潜力分析,是在尕斯库勒湖流域地下水资源评价的基础上进一步评价,主要依据自然资源部发布 DZ/T 0282-2015《水文地质调查规范(1:50 000)》进行^[29],地下水可开采潜力和开采程度计算公式为:

$$Q_{\text{潜}} = Q_{\text{可}} - Q_{\text{开}}$$

$$v = Q_{\text{开}} / Q_{\text{可}}$$

式中: $Q_{\text{潜}}$ -地下水开采潜力; $Q_{\text{可}}$ -地下水可开采资源量; $Q_{\text{开}}$ -地下水实际开采量; v -地下水开采系数小于0.4即为开采程度低。

尕斯库勒湖流域现状开采量为 $6.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,评价的可开采资源量为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,经上述公式计算后研究区地下水开采系数为0.26,小于0.4,说明尕斯库勒湖流域现状开采条件下地下水开采程度低,尚有 $17.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的开采潜力。

6 结 论

1) 尕斯库勒湖流域是一个独立而完整水文地质单元,现状开采条件下,区内无较大地下水取水工程,地下水多年平均补给量与排泄量基本均衡,区内地下水天然资源量为 $98.82 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;

2) 采用 Visual Modflow 软件,建立尕斯库勒湖流域地下水流数值模型,模拟尕斯库勒湖流域地下水流情况,经验证,所建立的地下水流数学模型复合实际水文地质条件,参数分区合理、仿真度高,能客观反应研究区地下水流场的变化规律;

3) 利用地下水流数值模拟的方法评价尕斯库勒湖流域地下水可开采量为 $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,占整个流域地下水多年平均总补给量的23.78%,地下水开采程度低,开采潜力大。地下水开采后对下游湿地及尕斯库勒湖均有一定的影响,但仍能基本维持流域内湖泊及湿地生态环境良性发展。在淡水资源极度缺乏的柴达木盆地西缘,该资源量能对社会经济发展起到至关重要的作用。

参考文献:

- [1] 潘彤,张金明,李洪普,等.柴达木盆地盐类矿产成矿单元划分[J].吉林大学学报(地球科学版),2022,52(5):1446-1460.
- [2] 李洪普,侯献华,郑绵平,等.柴达木盆地西部更新统砂砾层深层卤水钾矿成矿模式与找矿方向探讨[J].湖泊科学,2022,34(3):1043-1054.
- [3] 李建森.柴达木盆地卤水型K、B、Li资源富集和成矿机制[D].合肥:中国科学技术大学,2022.
- [4] 何媛媛,张斌,桂丽黎,等.从原油地球化学特征看致密油聚集机制——以柴达木盆地西部扎哈泉油藏为例[J].石油学报,2020,41(9):1060-1072.
- [5] 张迈,刘成林,田继先,等.柴达木盆地西部地区原油地球化学特征及油源对比[J].天然气地球科学,2020,31(1):61-72.
- [6] 王琳,吴海,王科,等.柴达木盆地西部扎哈泉地区油气成藏过程[J].科学技术与工程,2017,17(34):202-209.
- [7] 穆延宗,乜贞,卜令忠,等.我国油(气)田水钾资源研究进展[J].地球科学进展,2016,31(2):147-160.
- [8] 李洪普,郑绵平.柴达木盆地西部深层卤水钾盐矿成矿地质特征[J].矿床地质,2014,33(S1):935-936.
- [9] 张戈,党学亚,顾小凡,等.柴达木盆地循环经济试验区(柴达木河-尕斯库勒湖流域)1:5万水文地质调查报告[R].西安:中国地质调查局西安地调中心,2012.
- [10] 韩光,樊启顺,许建新等.柴达木盆地西部鄂博梁II号构造深层卤水储层特征与锂硼资源富集成因[J].盐湖研究,2022,30(2):70-78.
- [11] 岳鑫,刘溪溪,仇新迪等.柴西尕斯库勒地区深部孔隙卤水水化学特征及成因分析[J].盐湖研究,2021,29(1):69-79.
- [12] 韩继龙,韩凤清,年秀清等.柴达木盆地西部天青石矿区矿物学与元素地球化学特征研究[J].盐湖研究,2018,26(4):34-43.
- [13] 樊启顺,程怀德,冉广芬.柴达木盆地西部大浪滩梁中矿区软钾镁矾沉积的矿物组合特征[J].盐湖研究,2014,22(3):9-14.
- [14] 樊启顺,马海州,谭红兵等.柴达木盆地西部典型地区油田卤水水化学异常及资源评价[J].盐湖研究,2007(4):6-12.
- [15] 王永贵,郭宏业,李健等.柴达木盆地地下水资源及其环境问题调查评价报告[R].西宁:青海省水文地质工程地质勘察院,2008.
- [16] 韩积斌,许建新,徐凯,钟翼,秦西伟,马海州.柴达木盆地尕斯库勒盐湖地表水-地下水的转化与铀的补给通量[J].湖泊科学,2019,31(6):1738-1748.
- [17] 邓吉强.柴达木盆地地下水污染及水功能评价[D].西安:西北大学,2018.
- [18] 曾方明.尕斯库勒盐湖[J].盐湖研究,2016,24(2):18.
- [19] 陈建生,王庆庆.北方干旱区地下水补给源问题讨论[J].水资源保护,2012,28(3):1-8+50.
- [20] 聂振龙,郭占荣,焦鹏程,等.西北内陆盆地水循环特征分析[J].地球学报,2001(4):302-306.
- [21] 孙贵萍,祁泽学,杨丽茜,等.格尔木河冲洪积扇地下水系统及水资源潜力[J].矿产勘查,2022,13(11):1695-1704.
- [22] 祁泽学,汪生斌,王强民,等.青海省格尔木冲洪积扇地下水资源评价及其开发利用价值[J].中国地质,2022,49(3):967-978.
- [23] 汪生斌,祁泽学,王万平,等.格尔木河水化学特征及成因[J].水资源保护,2020,36(5):93-98.
- [24] 汤洪康,李小林,刘振英,等.青海省尕斯库勒油田供水阿拉尔水源地水文地质勘探报告[R].西宁:青海九零六工程勘察设计院,2004.
- [25] 汪生斌,张国强,刘振英,等.青海省茫崖市花土沟镇引水工程水源地勘探水文地质勘探报告[R].西宁:青海九零六工程勘察设计院,2022.
- [26] 靳孟贵,鲜阳,刘延锋.脱节型河流与地下水相互作用研究进展[J].水科学进展,2017,28(1):149-160.
- [27] 王文科,李俊亭,王钊,等.河流与地下水关系的演化及若干

- 科学问题[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2007(2): 231-238.)
- [28] XIE Y, COOK P G, BRUNNER P, *et al.* When can inverted water tables occur beneath streams[J]. *Groundwater*, 2014, 52(5): 769-774.
- [29] DZ/T 0282-2015, 水文地质调查规范(1:50 000)[S].

Numerical Simulation of Groundwater Flow and Evaluation of Groundwater Resources in Gasikule Lake Basin, Western Margin of Qaidam Basin

QI Zexue^{1,2}, XIAO Yong^{3*}, WANG Shengbin^{1,2}, ZHANG Guoqiang^{1,2}, CHEN Long^{1,2}

(1. *Key Lab of Geo-environment Qinghai Province, Xining, 810007, China*; 2. *Environmental Geological Prospecting Bureau of Qinghai Province, Xining, 810007, China*; 3. *Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu, 611756, China*)

Abstract: The Gasikule Lake Basin is located in Mangya City, an administrative region where large-scale centralized water source projects have not been constructed since its establishment as a city. Within the framework of basing municipal production and urban development on water resources, the evaluation of underground water resources and extraction potential is crucial. This article evaluates the natural groundwater resources and permissible extraction volume within the area, as well as assesses the impact of groundwater extraction on the hydrological environment. The assessment is based on data collection, dynamic observations, pumping tests, and numerical simulations at the basin scale, combining the cross-section radial flow method. The results indicate that the volume of natural groundwater resources in the Gasikule Lake Basin is $98.82 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, with a permissible extraction volume of $23.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$. The underground water extraction coefficient is less than 0.4, signifying a low extraction level. Following stable extraction, downstream spring water decreases by $10.89 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, while evaporation volume decreases by $12.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$. The total extraction volume equals the sum of the reduced volume of spring water and reduced volume caused by evaporation. Indirectly, the extraction of groundwater depletes ineffective evaporation and a portion of spring water. The depth of wetland areas decreases by $\leq 0.5 \text{ m}$, without degradation of wetland area. The inflow into the Gasikule Lake decreases by $2.53 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, but it can maintain a positive ecological cycle around the lake and wetlands.

Key words: Western margin of Qaidam Basin; Gasikule Lake Basin; Allowable exploitation of groundwater; Numerical simulation