

韩啸, 王森林, 贺睿, 等. 丽江黑龙潭泉群修复中地下水位作为补水控制信号的研究与应用[J]. 中国岩溶, 2024, 43(2): 302-313.  
DOI: 10.11932/karst2024y007

# 丽江黑龙潭泉群修复中地下水位作为补水控制信号的研究与应用

韩 骁, 王森林, 贺 睿, 郑克勋

(中国电建集团贵阳勘测设计研究院有限公司, 贵州 贵阳 550081)

**摘要:** 文章以丽江黑龙潭为例, 研究岩溶地区泉水修复补水控制过程。基于九子海洼地为黑龙潭泉群主要补给来源这一基本判断, 从宏观的地形地貌、地层岩性、地质构造、岩溶现象和地下水位动态变化规律入手, 首先明确拟采用作为补水控制信号的水文观测井与目标泉群属于同一地下水系统, 而后分析观测井地下水位变化规律与目标泉群流量变化规律具有良好的相关性, 可作为补水控制井。通过泉群目标状态的拟定—对应补水控制井水位—考虑补水过程提前量时间—修正补水控制井水位这一过程, 确定考虑补水时间过程的补水控制井信号水位为 2 409.41 m, 最终实现对观测井水位数据为控制信号的补水过程的实时精准控制。

**关键词:** 岩溶大泉; 补水; 地下水系统; 地下水位; 信号; 过程控制

**创新点:** 在丽江黑龙潭泉群修复中提出用地下水位作为补水控制信号, 首先论证拟用作补水控制信号的地下水位与泉水流量的相关性, 再根据泉水目标状态拟定考虑补水过程提前量的补水控制过程, 实现泉水补水过程的实时精准控制。

**中图分类号:** P641    **文献标识码:** A

**文章编号:** 1001-4810 (2024) 02-0302-12

**开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



## 0 引言

岩溶管道水系统是指在某一范围较大的岩溶地区, 有确定水文地质边界的, 以地下岩溶空间集中赋存、传输岩溶水物质、能量和信息的地下水和地质体的有机整体, 其输出形式有伏流、地下河和泉水等<sup>[1-3]</sup>。区域岩溶大泉流量大、流域大、作用大, 是宝贵的资源, 但也兼具复杂性、敏感性与脆弱性<sup>[4-6]</sup>。近年来, 受气候变化以及地下水超负荷开发使用的影响,

伴随着复杂的地质环境, 岩溶地下水枯竭问题日益明显, 其中岩溶大泉流量衰减甚至断流问题格外突出, 岩溶地下水枯竭问题不仅制约了城市的发展, 也影响着人们的正常生活。为此, 开展岩溶大泉的修复工作, 解决岩溶地下水枯竭的问题具有重要实际意义。现阶段, 在岩溶大泉的修复工作论证中, 多采用泉域岩溶水系统地下水水均衡计算的方法<sup>[7-9]</sup>, 但在岩溶地区洼地—泉水系统内, 当地下径流隐伏排泄量和蒸发量均无实际观测数据时, 通常采用入渗系数经验值

资助项目: 贵州省科技支撑计划“岩溶洼地建库地下水气作用机理及工程灾变防控关键技术研究(黔科合支撑[2022]一般 212)”; 贵州省科技计划项目“山地型压缩空气储能地下储气库建设关键技术(黔科合平台人才[2021]5635 号)”

第一作者简介: 韩啸(1988—), 男, 高级工程师, 主要从事岩溶勘察处理实践与研究工作。E-mail: hanxiao1124@sina.com。

通信作者: 郑克勋(1982—), 男, 正高级工程师, 主要从事水利水电工程勘察、岩溶工程与环境问题的勘察和处理工作。E-mail: 848545331@qq.com。

收稿日期: 2023-06-08

法进行水量均衡计算评价<sup>[10]</sup>, 该方法虽然计算较为简便, 但经验值的选取, 往往具有较强的人为主观性, 其计算结果的合理性更是难以把握, 现有岩溶地区洼地—泉水系统水均衡计算方法存在不足。

丽江黑龙潭泉群作为中国名泉之一, 是世界文化遗产丽江古城的水源, 自清朝以来, 黑龙潭泉群就有断流的记载, 2012 年以来, 降水持续偏少, 加上其他的原因共同影响, 泉群最长连续断流天数达到 1 299 d, 其保护与修复工作越来越受到重视, 但是泉群的地下水系统划分和泉水的修复过程如何实现人为控制仍是研究的难点。郑克勋等<sup>[11]</sup>基于岩溶水文地质条件, 采用水均衡和场标准化分析方法对黑龙潭泉群岩溶地下水划分进行了深入研究, 论证了九子海洼地为黑龙潭泉群的主要补给来源。康晓波等<sup>[12]</sup>分析黑龙潭泉群岩溶水系统水文地质特征, 认为降水量减少是泉群断流的主要原因。李豫馨等<sup>[13-14]</sup>基于黑龙潭泉群及清溪泉泉群多年逐月流量时间序列数据, 提取出多年数据的数据结构及水文过程动态变化特征。雷风平等<sup>[15]</sup>基于水文地质条件分析, 得出北衙组中段、上段的灰岩、白云质灰岩是研究区的主要含水层, 地形切割上述含水层使得地下水出露成泉。韩啸等<sup>[16]</sup>采用人工化学示踪方法, 根据试验数据计算地下水渗流速度, 并分析了黑龙潭泉域地下水系统结构特征。和菊芳等<sup>[17]</sup>通过黑龙潭泉水动态变化与降水关系, 分析了泉水与降水动态蓄变关系。李恒丽等<sup>[18]</sup>基于人工神经网络方法分析黑龙潭泉群降雨量与流量的变化, 及计算黑龙潭降雨量与流量的相关性。覃绍媛等<sup>[19]</sup>在黑龙潭泉域采取水样测试分析其水化学特征和氢氧同位素特征, 探讨黑龙潭泉域水化学组成特征和影响因素及各泉群的补给来源。

在前期对黑龙潭开展了大量工作的基础上, 黑龙潭泉水修复仍存在补水源难确定、补水渠道耗资高、补水时间难控制的问题, 因此进一步研究对黑龙潭泉水修复是有必要的。本文重点是以地下水系统论为依据<sup>[20-22]</sup>, 基于黑龙潭泉群系统的空间地理信息结合地质信息<sup>[23-25]</sup>, 对黑龙潭泉群修复进行研究, 以期为岩溶泉修复和环境保护提供科学依据。

## 1 研究区概况

### 1.1 气候及土壤、植被

研究区所在的丽江地区属低纬度高原季风气候

区, 具有独特的山地季风气候特征, 夏季主要受来自印度洋孟加拉湾的西南暖湿气流及北部湾的东南暖湿气流控制, 此间云层密布, 阴雨绵绵, 水汽充沛, 降水较多, 构成全年主要雨季; 冬春季节北方强寒流虽被高山屏障阻隔, 但受来自干燥热带大陆季风控制, 仍盛行干燥而强劲的平直西风, 天气晴朗, 降雨量稀少, 日照充足, 辐射强、湿度小、风速大, 呈现独特的高原山地季风气候, 总体特点为: 干湿季节分明, 垂直变化显著, 而气温季节性变化不大。研究区内土壤主要有红壤、黄棕壤、棕壤和暗棕壤, 红壤分布于海拔 1 300~2 600 m 的坝区, 黄棕壤分布于海拔 2 500~2 700 m 的中山疏林地区, 棕壤分布于海拔 2 600~3 200 m 的中山, 暗棕壤主要分布于海拔 3 200~3 700 m 高山地带。流域内森林植被较好, 地带性植被是典型的亚热带西部半湿润常绿阔叶林类型, 主要有云南松林、丽江铁杉林等, 区内森林覆盖率为 70% 左右。

### 1.2 地形地貌

丽江地区由金沙江在西、北和东三面环绕, 形成深切峡谷, 呈向北突出的半岛状山地, 丽江盆地位于丽江半岛南部, 高程在 2 400 m 左右, 东西宽 4~5 km, 南北长 32 km, 为狭长山间盆地, 其中部呈“S”型转弯, 弯曲处东西宽约 10 km, 面积约 225 km<sup>2</sup>, 盆地东西侧面为直线分布的陡崖、陡坡与平缓地形交接, 南部与鹤庆盆地相接, 西北侧为玉龙雪山, 主峰海拔高程 5 596 m; 北侧为黑白水河, 其中下游河床高程低于 1 800 m, 为地下水排泄基准面。研究区位于丽江盆地东北侧山地, 由北往南高程逐渐降低, 山间分布九子海、古都塘、红水塘、腊日光等洼地(盆地), 西侧为甘海子垭口、玉湖—白沙槽谷, 东侧为干地坝—团山槽谷。黑龙潭泉群位于研究区的西南角, 丽江盆地东侧古城北的象山山麓。

### 1.3 地层岩性

研究区域地层从新到老依次为:

第四系(Q)湖积层、冰积层和残坡积覆盖层。

下第三系丽江组(E<sub>2</sub>I)砂砾岩、灰质角砾岩; 主要分布于丽江城、象山北部至腊日光一带, 盖于北衙组地层之上。

三叠系上统松桂组(T<sub>3</sub>sn)砂泥岩和页岩, 中窝组(T<sub>3</sub>z)灰岩、泥灰岩和页岩; 主要位于九子海以西及东南部山顶; 中统北衙组二、三段(T<sub>2</sub>b<sup>2+3</sup>)灰岩、白云质灰岩, 下部第一段(T<sub>2</sub>b<sup>1</sup>)含泥灰岩、钙质泥岩, 底部为

砂页岩; 分布于研究区大部, 部分埋藏于丽江组之下。

二叠系黑泥哨组( $P_2h$ )玄武岩、砂页岩夹煤层, 主要位于研究区东侧及北西侧, 构成整个地下水系统的底界及边界(图 1, 表 1)。

#### 1.4 地质构造

九子海—黑龙潭研究区位于丽江一大具断裂以

东、小金河—丽江—剑川断裂北西断块区内, 区内历经多期构造运动, 形成复杂的构造格局, 断裂、褶皱发育。研究区内地质构造特征主要受九子海环状扭动构造控制, 旋涡位于九子海靠西侧, 中心部位的三叠系灰岩的断裂褶皱呈 NNW 向, 保持了原有的经向构造。研究区内主要断裂、褶皱特征见表 2、表 3。

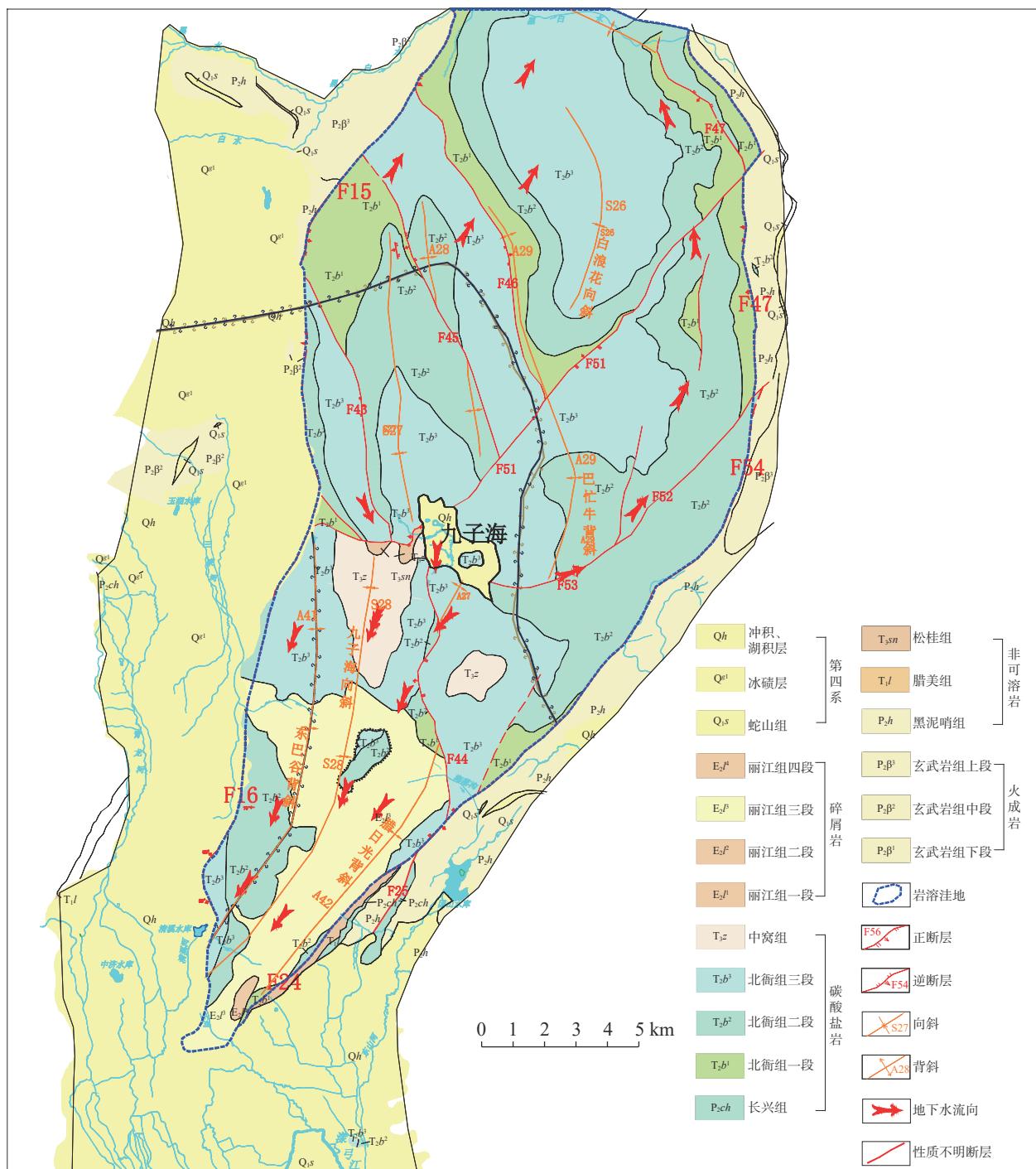


表1 研究区地层岩性简表  
Table 1 Stratigraphic lithology in the study area

地质年代及地层代号		厚度/m	地层岩性	分布范围
第四系	Q	0~342	(Q <sup>h</sup> )砾石、砂砾及黏土; (Q <sup>gl</sup> )砾石、砂砾、黏土层及河流相粉砂层; (Q <sub>s</sub> )砂岩、粉土岩、砾岩	多分布在研究区外围的白沙盆地、丽江盆地边缘; 溶蚀洼地及山坡脚地带或海拔3 000 m以上的山麓地带
下第三系丽江组第四段	E <sub>2</sub> f <sup>4</sup>	>400	黏土岩夹砂砾岩	丽江古城象山
下第三系丽江组第三段	E <sub>2</sub> f <sup>3</sup>	108~650	白云质、灰质角砾岩	黑龙潭北部三叠系地层之上
三叠系松桂组	T <sub>3</sub> sn	1 068	长石石英砂岩、页岩、泥岩、底部砾岩	九子海周边零星出露
三叠系中窝组	T <sub>3</sub> z	65~292	灰岩、泥灰岩, 西部为页岩、钙质页岩	腊日光—黄土坡一带
三叠系北衙组三段	T <sub>2</sub> b <sup>3</sup>	0~888	致密状灰岩, 粒屑灰岩	
三叠系北衙组二段	T <sub>2</sub> b <sup>2</sup>	85~604	灰岩, 白云质灰岩, 灰质白云岩	大面积分布于研究区
三叠系北衙组一段	T <sub>2</sub> b <sup>1</sup>	293~921	灰岩、泥灰岩、钙质泥岩, 下部砂页岩	
二叠系黑泥哨组	P <sub>2</sub> h	116~587	玄武岩、灰岩局部夹砂岩、页岩、煤或炭质页岩	研究区东侧及北西侧

表2 研究区主要断裂特征表  
Table 2 Main fault characteristics of the study area

编号	断层产状	区内延伸长度/km	断层带特征及其活动性评价
F <sub>15</sub>	N25°~35°E, SE∠70°~80°	8	该断层为玉龙雪山隆起区东部边界, 上盘为三叠系中统北衙组灰岩等, 下盘为二叠系上统黑泥哨组和玄武岩组砂岩、灰岩等; 正断层, 为全新世活动断裂
F <sub>16</sub>	N19°W~N30°E, SW~NW∠70°~83°	20	该断层位于研究区西侧盆地东边界, 倾角较陡, 地貌上清楚, 上升盘的三叠系灰岩形成峭壁, 多倒石堆; 下降盘的冰碛物为一平台; 断裂带上见滑动面和擦痕, 属张性断裂
F <sub>24</sub>	N25°~40°E, SE∠85°	20	位于泉域南东侧边界, 上盘地层以三叠系下统腊美组、二叠系黑泥哨组为主, 下盘地层为三叠系北衙组及第三系丽江组, 逆断层, 据地表调查无明显断层破碎带, 沿断层带边缘地貌上显示断层崖和断裂谷, 属陡倾角压扭性断裂
F <sub>43</sub>	N1°~31°W, NE∠64°~75°	9	位于九子海北西侧, 上盘为三叠系中统北衙组二段的白云质灰岩及下段的泥质灰岩夹砂泥岩地层, 下盘为北衙组三段的灰岩、白云质灰岩地层; 在地貌上, 下降盘形成岩溶槽谷地形, 属压扭性断裂
F <sub>44</sub>	N20°~35°W, SW∠75°~82°	8	上盘为T <sub>2</sub> b <sup>2</sup> 地层, 下盘为T <sub>2</sub> b <sup>3</sup> 地层, 逆断层, 地貌上, 上升盘的T <sub>2</sub> b <sup>3</sup> 地层形成峭壁, 高5~15 m, 多倒石堆, 断裂带上见滑动面和擦痕, 属压扭性断裂
F <sub>45</sub>	N17°W, SW∠50°~70°	10	位于九子海北侧, 自巴忙山向北延伸至新火山一带, 在次美角一带北西盘仰冲, 北衙组一段的泥灰岩夹砂岩、页岩盖于北衙组三段上的灰岩上, 地表无明显断层破碎带, 属压扭性断裂
F <sub>46</sub>	N5°~35°W, NE∠50°~70°	10	位于九子海北侧, 自白包林向北延伸至老纸厂一带, 上盘为北衙组一段的泥灰岩夹砂岩、页岩盖于下盘北衙组三段的灰岩上, 属压扭性断裂
F <sub>47</sub>	N10°~20°W, SW∠50°~60°	10	该断裂为研究区东北侧边界, 东侧由二叠系玄武岩组、黑泥哨组组成, 断面指向研究区内层(西部), 从外向内岩层和断面倾角由陡变缓, 属张性断裂
F <sub>51</sub>	N40°E, NW∠60°~70°	21	该断裂西起研究区西侧第四系盆地东侧边界, 中间穿越九子海洼地, 向北东一直延伸穿越整个研究区, 总体呈直线型, 截割层位较多, 其中在白包林一带北衙组一段的泥质灰岩夹砂泥岩盖于北衙组三段的灰岩、白云质灰岩之上, 属压扭性断裂
F <sub>53</sub>	N50°~89°E, NW∠70°~80°	15	该断裂西起九子海附近, 中间穿越红水塘, 向北东延伸至建新公社一带, 截割层位较多, 断层错距不大, 属压扭性断裂

表3 研究区主要褶皱特征表  
Table 3 Main fold characteristics of the study area

褶皱编号	轴向	延伸长度/km	基本特征
A <sub>28</sub>	NNW	6	核部由三叠系中统北街组二段( $T_2b^2$ )白云质灰岩、灰岩、白云岩组成,翼部为北街组三段( $T_2b^3$ )灰岩、白云质灰岩组成,两翼倾角25°~40°,为一近对称的倾斜褶皱,东翼受F <sub>45</sub> 断裂破坏
A <sub>29</sub> (巴忙牛背斜)	NNW	20	平面形态呈弧形,轴长约20 km,核部为北街组一段( $T_2b^1$ )泥质灰岩夹砂泥岩地层,两翼为北街组二段( $T_2b^2$ )及三段( $T_2b^3$ )的灰岩、白云质灰岩、白云岩组成,两翼倾角20°~40°,为一不对称褶皱;分布于大洋草—巴忙牛—海落沟一线
	NNE		
A <sub>41</sub> (东巴谷背斜)	NNE	13	核部为北街组二段( $T_2b^2$ )白云质灰岩、灰岩、白云岩组成,两翼为北街组三段( $T_2b^3$ )的灰岩、白云质灰岩、白云岩及中窝组( $T_3z$ )的灰岩、泥质灰岩组成,两翼倾角22°~32°,为一对称褶皱,两翼夹角50°~60°;分布于东巴谷—清溪水库一线。
A <sub>42</sub> (腊日光背斜)	NNE	10	分布于腊日光,核部为北街组一段( $T_2b^1$ )泥质灰岩夹砂泥岩地层,两翼为北街组二段( $T_2b^2$ )及三段( $T_2b^3$ )的灰岩、白云质灰岩、白云岩组成,两翼倾角20°~30°,为一不对称褶皱,褶皱SE翼受断裂F <sub>24</sub> 破坏
S <sub>26</sub> (白浪花向斜)	NNW	7	分布于白草坪一带,平面形态呈弧形,轴长约7 km,为一短轴状褶曲,核部地层为北街组三段( $T_2b^3$ )灰岩、白云质灰岩,两翼为北街组二段( $T_2b^2$ )的白云质灰岩、灰岩、白云岩及一段( $T_2b^1$ )泥质灰岩夹砂泥岩组成,两翼倾角20°~40°,为一不对称褶皱
	NNE		
S <sub>27</sub>	NNW	9	分布于九子海北部,轴长约9 km,轴部地层为北街组三段( $T_2b^3$ )灰岩、白云质灰岩,两翼为北街组二段( $T_2b^2$ )的白云质灰岩、灰岩、白云岩地层,两翼倾角20°~35°,为一短轴状不对称褶曲
S <sub>28</sub> (九子海向斜)	NNE	14	分布于九子海—黑龙潭一线,轴部地层在北部为中窝组( $T_3z$ )的灰岩、泥质灰岩,在南部为北街组三段( $T_2b^3$ )灰岩、白云质灰岩,两翼地层为北街组二段( $T_2b^2$ )的白云质灰岩、灰岩、白云岩及一段( $T_2b^1$ )泥质灰岩夹砂泥岩组成,两翼倾角20°~35°,为一对称褶皱

## 2 岩溶地下水系统

### 2.1 岩溶水文地质条件

研究区总体属于溶蚀断块中高山山地地貌,区内岩溶发育,岩溶地貌形态包括且不局限于溶蚀盆地(坡立谷)、溶丘洼地、溶(岭)丘谷地、岩溶斜坡或陡崖。其中最大的盆地——九子海盆地分为北洼地与南洼地,南洼地南端发育K18落水洞,盆地的汛期地表水大部分通过K18直接进入地下水系统形成较大地下径流。

研究区内各地层的溶蚀强度由大到小依次为:三叠系北街组二、三段( $T_2b^{2+3}$ )、下第三系丽江组第三段( $E_3l^3$ )、三叠系北街组一段( $T_2b^1$ )、三叠系中窝组( $T_3z$ )地层。深部和外围二叠系地层为相对隔水层。丽江盆地自第四系后连续沉积,堆积了巨厚的新生界地层,厚度达1 200余米,浅部覆盖层为孔隙含水层,透水性强,深部透水性弱。

丽江盆地地下水补给来源主要为地表降水入渗,区域最低排泄基准面为金沙江。研究区北西边界至玉龙雪山,东侧边界至金沙江区域未见大规模泉水

出露;地下水主要沿研究区南北边界以岩溶泉及潜流方式排泄,如北侧边界白浪花泉群带、东南侧边界泉群带、南部古城泉群、南西侧黑龙潭泉群和清溪泉。在腊日光至丽江盆地山区分布丽江组砾岩层,底部岩溶发育程度较弱,砾岩含水层向下越流补给北街组灰岩含水层的能力有限,出露形成地表溢流泉,主要有海落沟泉、畜牧坊泉和荷麻冲泉等(图2)。

### 2.2 岩溶地下水系统划分

综合研究区基本地质条件、岩溶水文地质条件、水均衡、渗流场、温度场、化学场特征等三维数据成果,并由连通试验验证,研究区存在南北两个岩溶地下水流动系统:分别是九子海—丽江坝岩溶地下水流动系统(I)和红水塘—白浪花岩溶地下水流动系统(II),两系统之间无水力联系。九子海—丽江坝岩溶水系统(I)在横向上可分为I-1黑龙潭泉域岩溶水流动子系统、I-2清溪泉域岩溶水流动子系统和I-3东部泉群分散性地下水流动系统。三个岩溶水流动子系统补—径—排条件自成一体,相互之间水力联系微弱,九子海补水区与清溪泉域及东部泉群之间不存在水力联系。

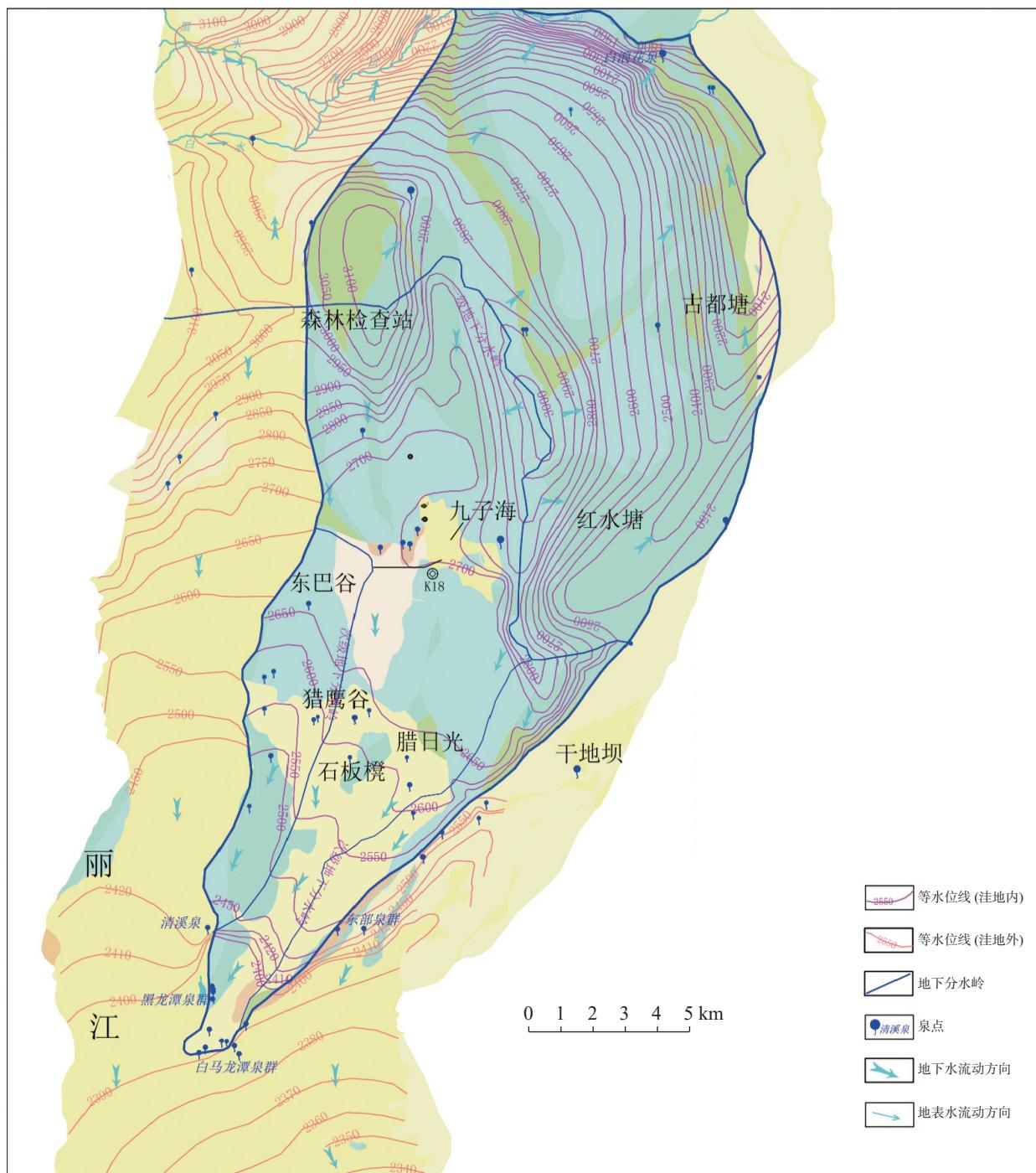


图2 研究区水文地质简图

Fig. 2 Hydrogeology of the study area

### 3 水文观测井水位与黑龙潭泉群流量相关性

#### 3.1 水文观测井初选

黑龙潭泉群排泄点多, 流量观测难度大, 目前仅有黑龙潭出口处一量水堰进行了潭水下泄总体流量逐月观测, 该流量减去目前黑龙潭各补水措施的引

水流量, 即得到黑龙潭泉群流量的观测数据, 该流量数据为月平均计算值, 实时性与数据精度均较差, 难以通过其实现泉群补水过程的实时精准控制, 且当黑龙潭泉群断流时, 更无法通过泉群流量数据控制补水过程。而其附近的某一水文观测井的水位数据有每分钟观测值, 如能说明该水文观测井与黑龙潭泉群位于同一岩溶地下水系统, 且观测井水位数据

与黑龙潭泉群流量有明显的正相关性,则可通过该水文观测井的水位数据作为补水信号实现实时精准控制补水过程。

水文观测井位于丽江市内黑龙潭公园南侧约400 m 处,井孔岩性为64 m 之上是第三系丽江组第四段( $E_2 l^4$ )紫红色泥质粉砂岩,粉砂岩及粉砂质泥岩,结构为上软下硬;64~167.5 m 为第三系丽江组第四段( $E_2 l^4$ )紫红色泥质粉砂岩、粉砂岩、砂岩、泥灰岩结构及局部砾径为0.2~8.0 mm 的砾石,此层为第一含水层,在70~110 m 间放置了局部性花管。167.5~239 m 为第三系丽江组第三段( $E_2 l^3$ )紫红色、灰白色钙质泥质角砾岩,239 m 以下为三叠系北衙组( $T_2 b$ )灰岩、白云质灰岩等,岩体结构破碎,裂隙发育,溶蚀较多,是该井富含水源的层段,全放置了花管(图3)。

该井为自流井,其主要含水层水源丰富,具有承压性,为岩溶裂隙承压水,自观测以来,在正常情况下,水位与流量同步变化,有较好的年变周期形态。自1992年3月1日开始进行动水位观测,分析近25

年来的观测结果,该水位具有以下特征<sup>[26]</sup>:

I: 不受地表水和河流渗透影响。隔水顶板封闭性较好;

II: 不受抽水和其他任何人为干扰;

III: 正常情况下,能记录到清晰的固体潮日变形态,不论大潮小潮,固体潮明显,且日潮差大(70 mm 大潮时);

IV: 全球大震均记录到清晰水震波,应震能力强;

V: 水位年变幅度较大,2013年最为明显,全年变化幅度达17.4058 m,2017年最高水位为1月1日-1.78 m,最低水位为7月21日-11.50 m,全年变化幅度达9.72 m。

根据上文所划分的黑龙潭泉群所在岩溶地下水系统的范围,拟分析的水文观测井位于该岩溶地下水系统范围内,初步判断其与黑龙潭泉群存在密切的水力联系,再进一步通过观测数据定量分析其水位与黑龙潭泉群流量的相关关系。

### 3.2 相关性分析

通过分析水文观测井井身结构和黑龙潭泉群所

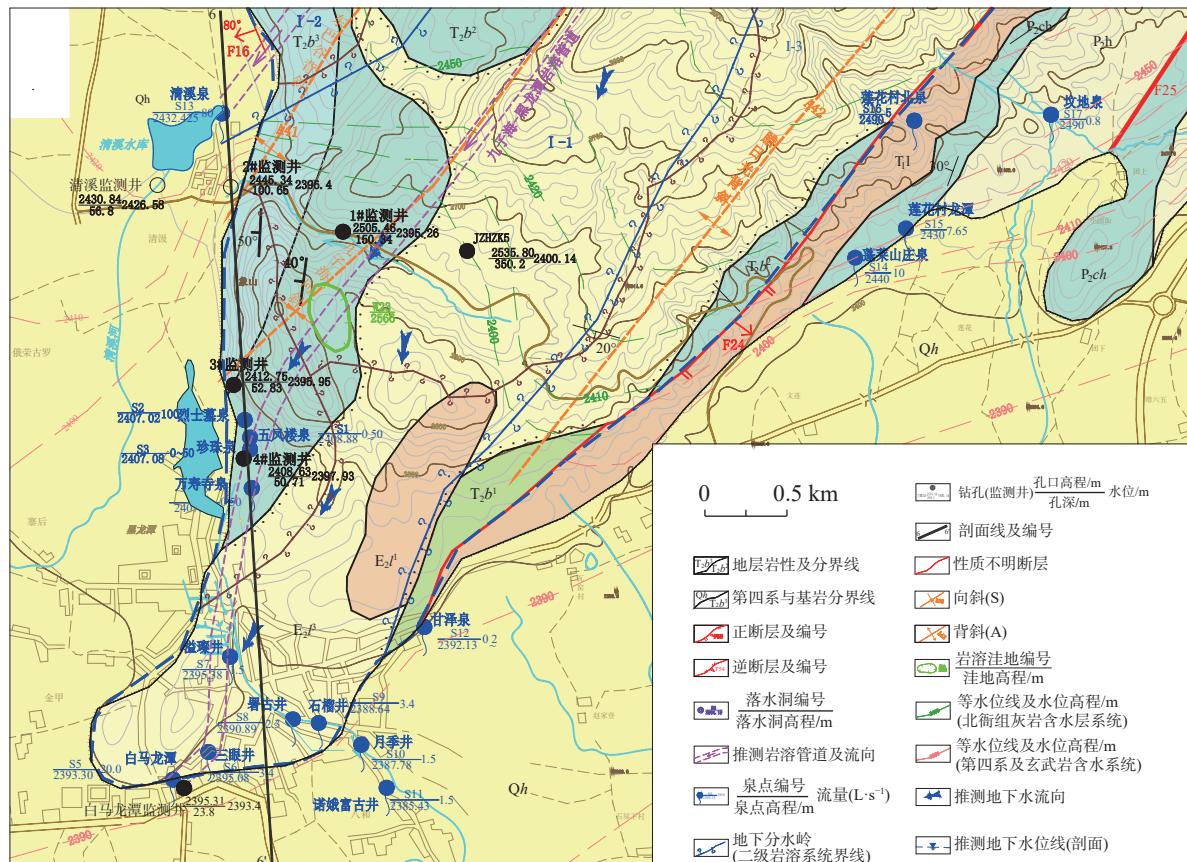


图3 水文观测井位置示意图

Fig. 3 Schematic diagram of the location of hydrological observation well

在位置地质结构, 可确定水文观测井富含水源的层段与黑龙潭泉群属于同一含水层中, 水文观测井水位能真实反映黑龙潭岩溶水系统的地下水位。分析观测数据, 水文观测井水位与黑龙潭泉群流量线性的相关系数达 0.8813, 水文观测井水位与黑龙潭泉群流量有较好的相关关系, 说明通过调控水文观测井水位能够实现控制黑龙潭水位的目的。

## 4 补水控制井水位确定

### 4.1 目标状态拟定

黑龙潭泉群由烈士墓泉、五凤楼泉、珍珠泉和万寿寺泉四个主要泉眼组成, 各泉眼高程略有差别, 四个泉眼均保持出流才能满足黑龙潭公园景观要求。根据黑龙潭泉群流量监测资料, 当四个泉眼均出流时, 黑龙潭泉群整体流量为  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 黑龙潭泉群修复时目标流量定为  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 但需根据泉群实际流量和变化趋势分两种情况进行分析:

I : 黑龙潭泉群流量大于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 但处在流量逐渐降低状态, 需补水保证泉水流量不低于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;

II : 黑龙潭泉群流量小于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 需补至  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  并维持该流量。

### 4.2 补水控制过程论证

#### 4.2.1 状态 I 补水过程论证

在此状态下, 黑龙潭泉群流量大于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 但处在流量逐渐降低状态, 需补水保证泉水流量不低于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 则需要增加水源来水量。由于九子海补水区的水运移到黑龙潭泉群需要约一个月时间, 在从九子海补水区补入的水运移到黑龙潭泉群之前, 应保证泉水流量不低于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 这就需要提前进行补水。

当泉水流量为  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  时, 对应的水文观测井水位高程 2 408.70 m, 通过连通试验成果以及降雨—水位—流量过程线分析反映出九子海区域地下水运移到黑龙潭区域所需时间约 30 d<sup>[16]</sup>。统计各水文周期内地下水位观测水位衰落时段水位接近 2 408.70 m 的时间点, 并记录该时间点前第 30 d 的水位。为尽可能保证补水的及时性, 可根据历史观测数据, 选取水位高程 2 408.70 m 发生前 30 d 最大

水位衰减量为参考, 这样的考虑较为保守。据统计数据, 衰减速率最快的时间段为 1992 年 6 月 12 日—1992 年 7 月 12 日, 水位从 2 409.41 m 降到 2 408.70 m, 下降量为 0.71 m, 水位高程 2 409.41 m 对应的流量为  $1.27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。因此, 可认为在各水文周期的水位流量衰落时段, 当水文观测井水位高程下降到 2 409.41 m 或泉水流量减少为  $1.27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  时, 九子海区应开始进行补水, 补水流量  $2.08 \sim 2.35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 补水时间直至下一个汛期到来, 降雨量与排泄量重新平衡, 此时九子海水库应重新蓄水, 以备下一次补水。

#### 4.2.2 状态 II 补水过程论证

此状态下, 黑龙潭泉群流量小于  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 需补至  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  并维持该流量。补水过程分为两个阶段, 分别为泉水流量升至  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  的阶段和泉水保持  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  流量持续出流的阶段。

在补水期, 地下水排泄量由地下潜流排泄量和泉水流量两部分组成, 补水流量须大于此时地下水排泄量, 才能让泉水流量逐渐升高, 其关系见下式:

$$Q_b > Q_g + Q_s$$

式中:  $Q_b$  为补水流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $Q_g$  为地下潜流流量,  $1.08 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (由年地下潜流排泄量 3 400 万  $\text{m}^3$  换算而来);  $Q_s$  为黑龙潭泉群瞬时流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )。根据黑龙潭泉群流量与水文观测井水位关系(图 4), 拟定补水过程见图 5、表 4。当泉水流量  $< 1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  时, 九子海补水区需以最大流量(大于补水最小流量)进行补水, 使泉水流量尽快达到  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 而后以  $2.08 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  的流量进行补水, 使地下水补排保持平衡, 泉水流量保持  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , 补水时间直至下一个汛期到来, 降雨量与排泄量重新平衡, 此时九子海水库应重新蓄水, 以备下一次补水。

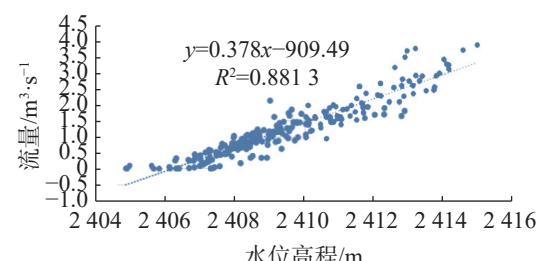


图 4 黑龙潭泉群流量—水文观测井水位关系图

Fig. 4 Relationship between the flow rate of Heilongtan spring group and water level of hydrological observation well

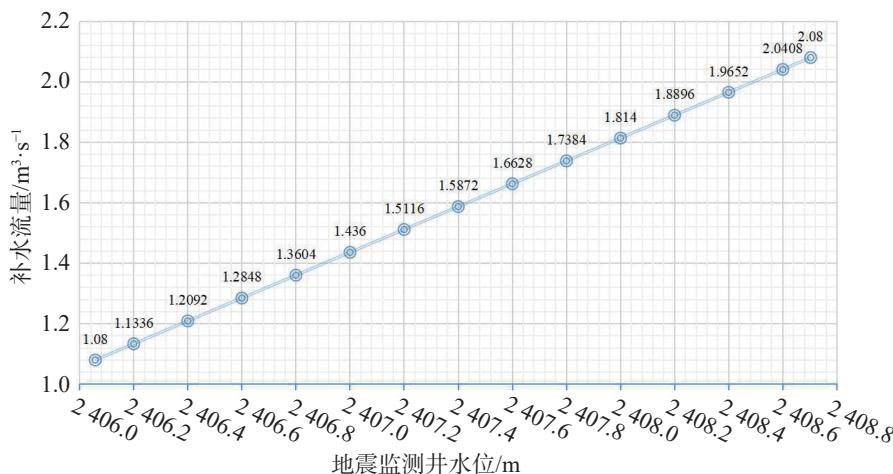


图 5 补水过程控制图

Fig. 5 Diagram of controlling water replenishment process

表 4 补水过程控制表

Table 4 Table of controlling water replenishment process

泉水流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	水文观测井水位/m	补水最小流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
0	2 406.06	1.0800
0.0536	2 406.20	1.1336
0.1292	2 406.40	1.2092
0.2048	2 406.60	1.2848
0.2804	2 406.80	1.3604
0.3560	2 407.00	1.4360
0.4316	2 407.20	1.5116
0.5072	2 407.40	1.5872
0.5828	2 407.60	1.6628
0.6584	2 407.80	1.7384
0.7340	2 408.00	1.8140
0.8096	2 408.20	1.8896
0.8852	2 408.40	1.9652
0.9608	2 408.60	2.0408
1	2 408.70	2.0800

注: 正文第3、第4章节内, 相关水位及流量数据来源于云南省丽江市地震局数据库和云南省水文水资源局丽江分局数据库。

Note: In the third and fourth sections, the relevant water level and flow data are taken from the database of Seismological Bureau of Lijiang in Yunnan Province and from the database of Lijiang Branch of Hydrological and Water Resources Bureau in Yunnan Province.

## 5 结 论

(1) 综合地形地貌、地层岩性、地质构造和岩溶水文地质条件分析, 并用试验验证九子海与黑龙潭之间水力联系紧密, 黑龙潭附近的水文观测井地下水位与黑龙潭流量为正相关关系, 其线性的相关系数达 0.8813, 可通过调控水文观测井水位控制黑龙潭

水位。

(2) 通过泉群目标状态的拟定—对应补水控制井水位—考虑补水过程提前量时间—修正补水控制井水位这一过程, 确定考虑了补水时间过程的补水控制井信号水位, 最终实现以观测井水位数据为控制信号的补水过程的实时控制。

## 参 考 文 献

- [1] 焦友军, 潘晓东, 曾洁, 任坤. 岩溶管道结构影响泉流量变化的数值模拟研究 [J]. 中国岩溶, 2017, 36(5): 736-742.  
JIAO Youjun, PAN Xiaodong, ZENG Jie, REN Kun. Numerical modeling of the influence of karst-conduit structure on variation of spring flow [J]. Carsologica Sinica, 2017, 36(5): 736-742.
- [2] 成建梅, 罗一鸣. 岩溶多重介质地下水模拟技术及应用进展 [J]. 地质科技通报, 2022, 41(5): 220-229.  
CHENG Jianmei, LUO Yiming. Overview of groundwater modeling technology and its application in karsrt areas with multiple-viod media [J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2022, 41(5): 220-229.
- [3] 束龙仓, 张颖, 鲁程鹏. 管道—裂隙岩溶含水介质非均质性的水文效应 [J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(1): 115-121.  
SHU Longcang, ZHANG Ying, LU Chengpeng. Hydrologic effects caused by the heterogeneity of karst conduit-fissure medium [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2013, 11(1): 115-121.
- [4] 郭高轩, 代振东, 许亮, 朱琳, 戚琦, 欧志亮, 沈媛媛. 北京市岩溶地下水质量评价及其生态环境效应 [J/OL]. 中国地质: 1-19 [2023-06-07]. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1167.p.20230602.1348.004.html>.  
GUO Gaoxuan, DAI Yindong, XU Liang, ZHU Lin, QI Qi, OU Zhiliang, SHEN Yuanyuan. Evaluation of karst groundwater quality in Beijing and its eco-environmental effects [J/OL]. Geology in China: 1-19 [2023-06-07]. <http://kns.cnki.net/kcms/>

- [detail/11.1167.p.20230602.1348.004.htm](http://detail/11.1167.p.20230602.1348.004.htm)
- [5] 梁永平, 申豪勇, 高旭波. 中国北方岩溶地下水的研究进展[J]. 地质科技通报, 2022, 41(5): 199-219.
- LIANG Yongping, SHEN Haoyong, GAO Xubo. Review of research progress of karst groundwater in Northern China[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2022, 41(5): 199-219.
- [6] 张恒, 周忠发, 黄静, 朱粲粲, 丁圣君, 石亮星, 董慧. 岩溶洞穴滴水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  季节变化特征及其环境意义[J]. 环境科学与技术, 2022, 45(5): 135-144.
- ZHANG Heng, ZHOU Zhongfa, HUANG Jing, ZHU Cancan, DING Shengjun, SHI Liangxing, DONG Hui. Seasonal variation characteristics of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  of drip water in karst caveand environmental significance[J]. Environmental Science & Technology, 2022, 45(5): 135-144.
- [7] 尚海龙, 蒋焕洲, 徐宏, 史正涛. 岩溶山区城市饮用水源地生态环境脆弱性评价: 以凯里市水源地为例[J]. 中国农村水利水电, 2019, 44(12): 105-109, 114.
- SHANG Hailei, JIANG Huanzhou, XU Hong, SHI Zhengtao. Evaluation of ecological environment fragility of rural water source area: An example of Kaili city[J]. China Rural Water and Hydropower, 2019, 44(12): 105-109, 114.
- [8] 林坜, 雷晓东, 杨峰. 地下水资源评价方法—水量均衡法的探讨[J]. 北京水务, 2011, 156(2): 41-44.
- LIN Lin, LEI Xiaodong, YANG Feng. Evaluation method of groundwater resources—Water balance method[J]. Beijing Water Resources, 2011, 156(2): 41-44.
- [9] 杜玉娇, 何新林, 杨广, 王志伟, 黄丹, 王薇. 水均衡法评价玛纳斯河流域莫索湾灌区地下水资源[J]. 中国农村水利水电, 2012, 359(9): 63-65.
- DU Yujiao, HE Xinlin, YANG Guang, WANG Zhiwei, HUANG Dan, WANG Wei. An evaluation of groundwater resources of Mosuowan irrigation district of the Manas river by using the water balance[J]. China Rural Water and Hydropower, 2012, 359(9): 63-65.
- [10] 赵一, 邹胜章, 申豪勇, 周长松, 樊连杰, 朱丹尼, 李军. 会仙湿地岩溶地下水系统水位动态特征与均衡分析[J]. 中国岩溶, 2021, 40(2): 325-333.
- ZHAO Yi, ZOU Shengzhang, SHEN Haoyong, ZHOU Changsong, FAN Lianjie, ZHU Danni, LI Jun. Dynamic characteristics and equilibrium of water level of the karst groundwater system beneath the Huixian wetland[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(2): 325-333.
- [11] 郑克勋, 刘建刚. 多元连通示踪试验研究地下水水流场的一个工程实例[J]. 贵州水力发电, 2009, 23(4): 63-68.
- ZHENG Kexun, LIU Jiangang. A project example of studying underground flow field with multivariate communicating tracing experiment[J]. Guizhou Hydropower, 2009, 23(4): 63-68.
- [12] 康晓波, 王宇, 张华, 曹瑾. 丽江黑龙潭泉群水文地质特征及断流的影响因素分析[J]. 中国岩溶, 2013, 32(4): 398-403.
- KANG Xiaobo, WANG Yu, ZHANG Hua, CAO Jin. Hydrogeologic features and influence factors of zero flow of the Heilongtan spring group in Lijiang[J]. Carsologica Sinica, 2013, 32(4): 398-403.
- [13] 李豫馨. 基于时间序列分析的丽江黑龙潭泉域动态研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- LI Yuxin. Dynamic research of the Lijiang Heilongtan spring system based on the time series analysis[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016.
- [14] 李豫馨, 许模, 高伟, 漆继红. 基于时间序列方法预测丽江黑龙潭泉域流量[J]. 人民珠江, 2016, 37(3): 6-9.
- LI Yuxin, XU Mo, GAO Wei, QI Jihong. Application of time series analysis to prediction of flow in Heilongtan spring group in Lijiang river[J]. Pearl River, 2016, 37(3): 6-9.
- [15] 雷风平, 王锦国, 赵燕容, 陈长生, 黄华, 周云. 丽江市黑龙潭地区水文地质条件分析[J]. 中国煤炭地质, 2019, 31(4): 51-56, 67.
- LEI Fengping, WANG Jingguo, ZHAO Yanrong, CHEN Changsheng, HUANG Hua, ZHOU Yun. Hydrogeological condition analysis in Heilongtan area, Lijiang City[J]. Coal Geology of China, 2019, 31(4): 51-56, 67.
- [16] 韩啸, 陈鑫, 郑克勋, 刘胜. 示踪试验在岩溶大泉修复中的应用: 以丽江黑龙潭为例[J]. 中国岩溶, 2019, 38(4): 524-531.
- HAN Xiao, CHEN Xin, ZHENG Kexun, LIU Sheng. Application of the tracer test in karst hydrogeological prospecting: An example of Heilongtan, Lijiang, Yunnan[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(4): 524-531.
- [17] 和菊芳, 方金鑫. 丽江黑龙潭泉水动态变化与降水关系初探[J]. 中国农村水利水电, 2019(8): 26-27, 35.
- HE Jufang, FANG Jinxin. Initial exploration of the relationship between precipitation and water dynamics of the Heilongtan spring[J]. China Rural Water and Hydropower, 2019(8): 26-27, 35.
- [18] 李恒丽, 李保珠. 基于人工神经网络模型的丽江黑龙潭泉群断流预测[J]. 中国水运, 2020(7): 149-152.
- LI Hengli, LI Baizhu. Prediction of the dry-out of the Heilongtan spring group based on artificial neural network model[J]. China Water Transport, 2020(7): 149-152.
- [19] 覃绍媛, 李泽琴, 许模. 黑龙潭泉域地下水化学特征及补给源识别[J]. 人民黄河, 2020, 42(3): 63-67.
- QIN Shaoyuan, LI Zeqin, XU Mo. Groundwater chemical characteristics and recharge source identification of Heilongtan spring area[J]. Yellow River, 2020, 42(3): 63-67.
- [20] 金速, 张静, 王咏林. 辽宁省地下水动态成因类型分析[J]. 城市地质, 2016, 11(2): 64-68.
- JIN Su, ZHANG Jing, WANG Yonglin. The genetic type of groundwater dynamic change in Liaoning Province[J]. Urban Geology, 2016, 11(2): 64-68.
- [21] Huyck A A O, Pauwels V R N, Verhoest N E C. A base flow separation algorithm based on the linearized Boussinesq equation for complex hillslopes[J]. Water Resources Research, 2005, 41: W08415.
- Smakhtin V U, Batchelor A L. Evaluating wetland flow regulating functions using discharge time-series[J]. Hydrological Processes, 2005, 19(6): 1293-1305.
- [23] 齐欢, 董梦宇. 基于小波分析的趵突泉地下水补给范围探讨[J]. 中国岩溶, 2023, 42(5): 1037-1046.
- QI Huan, DONG Mengyu. A study on the groundwater recharge range of Baotu Spring based on wavelet analysis[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(5): 1037-1046.
- [24] 孙斌, 邢立亭, 彭玉明, 李常锁. 济南十大泉群特征、形成模式及水循环差异性浅析[J]. 中国岩溶, 2021, 40(3): 409-419.
- SUN Bin, XING Liting, PENG Yuming, LI Changsuo. Characteristics, formation models and water cycle differences of ten major spring groups in Jinan City[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(3): 409-419.
- [25] 郭永丽, 章程, 吴庆, 全洗强. 基于文献计量学分析岩溶水文地

- 质学研究热点[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(6): 817-828.
- GUO Yongli, ZHANG Cheng, WU Qing, QUAN Xiqiang. Analysis of focused topics in karst hydrogeology research based on bibliometrics[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(6): 817-828.
- [26] 杨杨, 赵良杰, 潘晓东, 夏日元, 曹建文. 西南岩溶山区地下水资源评价方法对比研究: 以寨底地下河流域为例[J]. *中国岩溶*, 2022, 41(1): 111-123.
- YANG Yang, ZHAO Liangjie, PAN Xiaodong, XIA Riyuan, CAO Jianwen. Comparative study on evaluation methods of groundwater resources in karst area of Southwest China: Taking Zhaidi underground river basin as an example[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(1): 111-123.

## Research and application of groundwater level as a water replenishment control signal in the restoration of Lijiang Heilongtan spring group

HAN Xiao, WANG Senlin, HE Rui, ZHENG Kexun

(PowerChina Guiyang Engineering Corporation Limited, Guiyang, Guizhou 550081, China)

**Abstract** The paper takes Heilongtan in Lijiang as an example to study the recharge control process of spring water restoration in the karst area. Despite much work on Heilongtan in the previous period, there still exist problems in terms of the spring water restoration of Heilongtan, such as difficulties of detecting recharge sources and of controlling the recharge time, and the high cost of constructing recharge channels. On the basis of the groundwater system theory, and the spatial geographic information and geologic information of Heilongtan spring system, this paper aims to study the restoration of Heilongtan spring group, which may provide a scientific basis for the restoration of karst springs and environmental protection.

The Lijiang area, where the study area is located, belongs to the low-latitude plateau monsoon climate zone, with unique mountain monsoon climate characteristics, distinct dry and wet seasons, and significant vertical climate changes, but slight seasonal variations in temperature. Because the Lijiang area is surrounded by the Jinsha River in the west, north and east, deep-cut canyons and a peninsula-like mountainous area protruding northward have been developed. With an elevation of about 2,400 m, a width of 4-5 km from east to west and a length of 32 km from north to south, the Lijiang Basin—a long and narrow mountainous basin—is located in the southern part of the Lijiang Peninsula. The study area is located in the northeast side of the mountainous area of Lijiang Basin, and the Heilongtan spring group is located in the southwest corner of the study area at the foot of Xiangshan hill in the north of the Lijiang ancient city at the east of Lijiang Basin. The study area generally belongs to the alpine mountainous terrain in the dissolution fault block, and the karst in this area is developed. Based on three-dimensional data on basic geological conditions, karst hydrogeological conditions, and characteristics of water balance, seepage field, temperature field, chemical field, etc., connection tests have been conducted to verify that there are two karst groundwater flow systems in the north and south of the study area: Jiuzihai-Lijiangba karst groundwater flow system (I) and Hongshuitang-Bailanghua karst groundwater flow system (II). There is no hydraulic connection between these two systems. The Jiuzihai-Lijiangba karst water flow system (I) can be laterally divided into the karst water flow subsystem of Heilongtan spring basin (I-1), the karst water flow subsystem of Qingxi spring basin (I-2), and the decentralized groundwater flow system of eastern spring group (I-3). These three karst water flow subsystems are self-contained in terms of recharge-runoff-discharge conditions, with weak hydraulic connection, and there is no hydraulic connection between the Jiuzihai recharge area and the Qingxi spring basin and the eastern spring group.

Many discharge points in the Heilongtan spring group result to the difficulty in flow observation. At present, only monthly average flow values with low accuracy have been obtained but not in real time; consequently, it is difficult for us to realize the real-time and accurate control of the spring recharge process. Moreover, when the Heilongtan spring group dry up, it is even impossible for us to control the recharge process through the flow data. The observation values of water level per minute in a hydrological observation well near the Heilongtan spring group and the qualitative analysis of geological structure indicate that the hydrological observation well and the spring group are located in the

same karst groundwater system. In addition, the high correlation coefficient of 0.8813 between the water level of the hydrological observation well and the flow of the Heilongtan spring group, indicating that it is possible to control the water level of the Heilongtan spring group through the regulation of water level of the hydrological observation well.

The Heilongtan spring group consists of four main springs, namely, Lieshimu spring, Wufenglou spring, Zhenzhu spring and Wanshouzi spring, and the elevation of each spring is slightly different. The landscape of Heilongtan Park can meet the requirement only if the flow of these four springs is maintained. According to the monitoring data of the Heilongtan spring group, when all of these four springs flow, the overall flow of the Heilongtan spring group is  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , which is also the target flow rate for spring restoration. Based on the actual flow and its change trend of springs, two conditions can be determined: water maintenance and recharge when water is in shortage. Under the condition of water maintenance, the signal of replenishing water should be firstly determined, during which predictors needs to be set given the time of water replenishment. Then, an inversion can be conducted to obtain the water level of hydrological observation well and the flow of the Heilongtan spring group, based on the time when groundwater flows from Jiuzihai to the Heilongtan spring group. When the water level of hydrological observation well drops to 2,409.41 m or the spring flow reduces to  $1.27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , the spring water in Jiuzihai recharge area should be recharged, with water flow of  $2.08\text{--}2.35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , and the recharge can be lasted to the next flood season in which the rainfall and water discharge achieve an equilibrium again and Jiuzihai is restored. Under the state condition of replenishment when water is in shortage, the spring water in Jiuzihai recharge area needs to be recharged with the maximum flow rate (greater than the minimum flow rate of recharge), so that the spring flow rate can reach  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  as soon as possible. Then, the spring water can be recharged with a flow rate of  $2.08 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , so that the groundwater recharge and discharge keep balanced and the spring flow rate maintains  $1.00 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . The replenishment can be lasted to the next flood season, in which the rainfall and discharge achieve an equilibrium again and the Jiuzihai is restored for the next recharge.

In summary, in order to determine the signal of control well given the time of water recharge and finally carry out the accurate and real-time water recharge based on the water level of observation well as the control signal, the following steps should be completed: formulating the target state of the spring group, corresponding to the water level of replenishment control well, considering the time predictor in the recharge process, and correcting the water level of control well.

**Key words** large karst spring, water replenishment, groundwater system, groundwater level, signal, control process

( 编辑 黄晨晖 )