

任世川, 杨晓艳, 杨颖彬, 等. 丽江黑龙潭地下河系统的水均衡分析与预测评价[J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1183-1192.

DOI: 10.11932/karst20230604

丽江黑龙潭地下河系统的水均衡分析与预测评价

任世川^{1,2,3}, 杨晓艳^{1,2,3}, 杨颖彬^{1,2,3}, 刘海峰^{1,2,3}, 杨帆^{1,2,3}

(1. 自然资源部高原山地地质灾害预报预警与生态修复重点实验室, 云南昆明 650216; 2. 云南省高原山地地质灾害预报预警与生态修复重点实验室, 云南昆明 650216; 3. 云南省地质环境监测院, 云南昆明 650216)

摘要:滇西北丽江黑龙潭流量大幅减少、间歇式断流问题日趋频繁, 已成为地方经济社会发展的重要制约因素。在对丽江盆地水文地质条件和黑龙潭地下水系统动态调查的基础上, 考虑社会发展过程中人类工程活动的影响, 以近70年的数据为基础, 采用水均衡法定量分析黑龙潭地下水系统流量的动态变化及其影响因素, 得出不同时段黑龙潭断流的主要原因, 并根据近年黑龙潭断流的影响因素及变化趋势, 预测未来黑龙潭流量的变化趋势, 2021—2030年, 黑龙潭将成为季节性泉水, 2030年之后, 黑龙潭泉群将长期处于断流状态。该认识可为黑龙潭的地下水动态恢复和丽江城区地下水水资源开发及环境保护提供依据。

关键词:地下水系统; 水均衡分析; 黑龙潭断流; 丽江市

中图分类号: P641.134 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2023)06-1183-10

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

岩溶水系统是受基础地质条件和岩溶发育程度控制的, 随着气候条件、人类活动等诸多因素变化而不断演化的动态系统, 泉水的动态变化是岩溶水系统演化过程的反映, 其影响因素具有复杂多样、时空变化大、相互影响强及存在不同滞后期等特点, 特别是人类活动作为环境变化的主要驱动力之一, 短时间内造成环境改变的速率及强度远超一般的自然演替, 其产生的环境效应及诱发水文地质问题极难辨别和量化, 一直是国内外学者和地方政府关注的焦点^[1-6]。

丽江盆地处于晚新生代地壳强烈抬升区, 发育着典型的隐伏、半隐伏岩溶水系统, 孕育了黑龙潭、西关泉等岩溶大泉(泉群), 这些泉水既是丽江市重要的生活水源, 也是丽江的亮点和旅游名片。自2000年开始, 黑龙潭断流现象不断发生, 并有日趋加

剧趋势。为查找泉水断流原因, 众多学者从不同角度开展了相关研究, 普遍认为降水量减少是黑龙潭断流的主要原因^[7-13], 而人类活动对岩溶水系统的改造和影响研究相对较少。因此, 研究人类活动对岩溶水循环过程及其资源环境演化的驱动机理及响应变化, 查明黑龙潭断流的主要原因, 并预测变化趋势, 有利于科学推进大中型城市岩溶水资源的开发利用、生态环境修复和防灾减灾等活动^[6]。

1 地下河系统的边界及结构

1.1 系统概况和边界条件

黑龙潭地下水系统位于丽江盆地北东侧, 呈倒三角形由北东向南西斜插入丽江盆地, 是丽江盆地地下水系统最为重要的岩溶水子系统, 为三面封闭一面开放的地下水系统, 汇水总面积 172.69 km²。系

第一作者简介: 任世川(1979—), 男, 工程硕士, 正高级工程师, 主要从事水工环地质方面的调查研究工作。E-mail: 56926747@qq.com。

收稿日期: 2023-01-01

统西侧边界沿山盆界线分布,边界以西为清溪龙潭地下水子系统。根据收集资料^[7-8, 11-12, 14]和本次开展的钻孔、示踪试验、水化学分析、同位素测定等技术方法验证二者之水力联系微弱,属隔水边界;北侧边界为地表和地下分水岭,本项目示踪试验证明九子海一带落水洞仅补给黑龙潭;东侧边界为丽江—金棉断裂,由隔水断层和隔水层构成隔水边界^[12];南西侧以丽江古城外围为界,为透水边界,地下水侧向补给丽江城地下水子系统,多次示踪试验证明黑龙潭与古城内泉水水力联系密切(图1)。

系统北部九子海至腊日光一带属地下水补给区,面积约122.9 km²,以低矮缓丘、漏斗、洼地、落水洞等岩溶组合地形为主,含水层为中三叠统北衙组灰岩、白云质灰岩,入渗系数0.411,枯季径流模数6.07 L·s⁻¹·km⁻²,富水性强,但不均匀。中南部腊日光至象山一带属地下水径流区,面积约47.3 km²,地形平缓,坡度5°~15°,季节性溪沟发育,沟水由顶部向东西两侧径流,出露地层以古近系始新统丽江组砂砾岩夹泥岩为主,入渗系数0.367,枯季径流模数4.63 L·s⁻¹·km⁻²,富水性较强,地下水多补给下伏北衙组岩溶含水层,少部分以泉水形式排泄。象山至古城一带为地下水排泄区,面积约2.5 km²,地势平缓,出露第四系松散堆积层,以冰水砾石层为主^[14-16]。

1.2 系统结构

黑龙潭地下水系统是由多种岩溶空间组合而成的结构复杂的导蓄水岩溶空间系统。浅表部以各种溶蚀裂隙、风化裂隙网络、表层岩溶带等岩溶空间为主,局部有稀少的溶洞、岩溶管道或较大的溶蚀裂隙(缝)及第四系风化残余土中的孔隙等含水介质空间分布,具有较好的蓄水功能,并具有一定的输水作用;中深部则以分布范围狭窄但发育规模较大的岩溶管道或深大岩溶裂隙(缝)为主,具有较强的输水功能,较差的蓄水作用。

2 地下水径流、排泄过程及动态特征

2.1 径流、排泄过程

大气降水入渗补给是黑龙潭地下水系统唯一补给来源,受两侧隔水层控制,地下水通过节理、裂隙、溶隙等空间向中部九子海至腊日光一带汇集,由以裂隙流为主逐渐转变为以管道流为主,通过深部岩

溶管道系统快速向丽江盆地边缘的象山一带径流,九子海(2 802 m)至黑龙潭(2 420 m)距离约14.5 km,高差382 m,水力坡度较大,水动力条件较好,循环交替迅速,雨季,管道流到达时间一般10~15天,裂隙流到达时间一般2~4个月。

排泄区南侧为古近系碎屑岩和少量河湖相沉积物,东侧为碎屑岩和玄武岩,均属隔水层,具有较好的地下水储存条件,大量的地下水在象山一带储存,形成承压水。西侧为第四系冰水堆积物,透水性极好,但均被后期的第四系河湖沉积物覆盖,排泄不畅,受其控制黑龙潭地下水系统部分地下水沿断裂带上升以泉水形式排泄,形成黑龙潭泉群;部分地下水通过第四系冰水堆积物孔隙侧向补给丽江城地下水系统,以蒸发排泄为主。因此,黑龙潭地下水系统属典型的“自产二流型”岩溶水系统,以泉水流出和侧向排泄是该地下水系统的主要排泄方式^[7](图1)。

2.2 泉水动态和断流特征。

根据黑龙潭系列监测资料(1990—2011年,2012年2月断流)^[13],黑龙潭流量年际变化剧烈,多年平均年径流量为4040万m³,最大径流量为8038万m³(2001年),最小年径流量约1277万m³(2007年),相差达6倍。年内流量动态变化也较剧烈,呈现明显的年周期特征,在一个周期内,动态表现为单峰单谷,属波态型岩溶泉水,变幅一般可达3~5倍。

据丽江市志和相关资料记载,历史上黑龙潭共出现27次不同程度的间歇式断流^[7-13, 17],自1729—1960年的200多年间共断流9次,平均约25.7年断流一次,每次断流时间一般2—3个月,无跨年断流;1961—1990年断流5次,平均6年断流一次,其中3次跨年断流,断流时间最长约29个月,断流情况呈现加剧趋势;1991—2020年断流13次,平均约2.3年断流一次,其中2次跨年断流,断流时间最长43个月,断流情况明显加剧(图2)。

3 地下河水平衡方程建立与参数处理

3.1 水平衡方程建立

3.1.1 黑龙潭地下水系统水均衡方程式:

$$\alpha \cdot K \cdot P = \Delta w + Q_h + Q_g + Q_s$$

式中: α —入渗系数; K —补给面积(m²); P —降水量

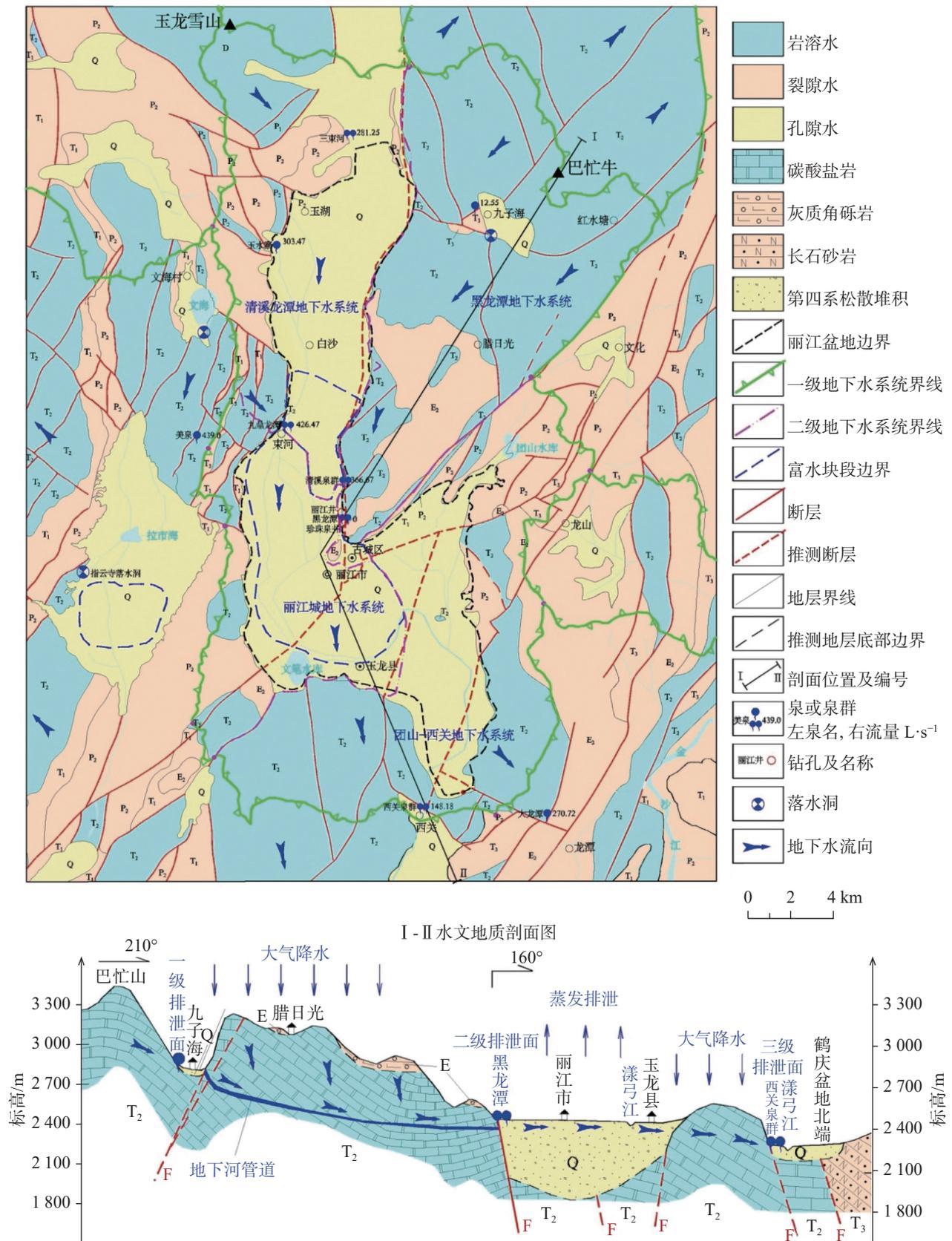


图 1 丽江盆地水文地质及地下水系统关系图

Fig. 1 Relationship between hydrogeology and groundwater system in the Lijiang basin

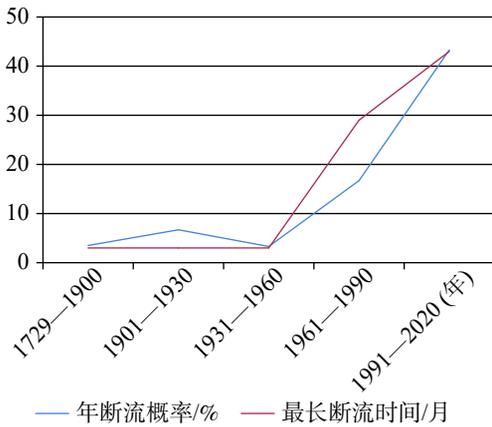


图 2 黑龙潭历史断流情况变化趋势曲线图
Fig. 2 Trend curve of the historical drying-up of the Heilongtan spring

(m); Δw —地下水储存变化量 ($m^3 \cdot a^{-1}$), 是蓄水深度 H 的函数, 即 $f(H)$; Q_h —黑龙潭泉群流量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_g —系统内其它泉水排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_s —侧向排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$) (补给丽江城地下水系统)。

其中, Q_s 受控于丽江城地下水系统环境要素变化, 因此, 要定量分析黑龙潭流量变化的影响因素, 必须分析丽江城地下水系统水平衡。

3.1.2 丽江城区地下水系统水平衡方程式:

$$Q_{nc} = \Delta w + Q_y + Q_r + E + Q_q - Q_j - Q_d - Q_{qc} - Q_g$$

式中: Q_{nc} —黑龙潭侧向补给量 ($m^3 \cdot a^{-1}$), 等于上式的 Q_j ; Δw —为地下水储存量变化 ($m^3 \cdot a^{-1}$), 为蓄水深度 H 的函数, 即 $f(H)$; Q_y —越流排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_r —人工排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); E —蒸发排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_q —其它变化量 ($m^3 \cdot a^{-1}$), 城市化带来的其它影响(难以细分和量化); Q_j —降水入渗补给量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_d —地表河系渗漏补给量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_{qc} —其它区域侧向补给量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); Q_g —灌溉水入渗补给量 ($m^3 \cdot a^{-1}$)。

其中, 降水入渗补给量均采用以下计算公式

$$Q = \alpha \cdot K \cdot P$$

式中参数同前。

蒸发强度计算采用阿维扬诺夫公式计算:

$$\varepsilon = \varepsilon_0(1 - h/l)n$$

式中: ε —蒸发强度 (m); ε_0 —水面蒸发强度 (m); h —水位埋深 (m), 取值 1.402 m; l —极限蒸发深度, 取经验值 5.3 m; n —蒸发指数, 取 3。

再据下式计算蒸发排泄量:

$$E = \varepsilon \cdot K$$

式中: E —蒸发排泄量 ($m^3 \cdot a^{-1}$); ε —蒸发强度 (m);

K —排泄区面积 (m^2)。

地表河系渗漏补给量采用目前我国广泛应用的考斯加科夫经验公式计算:

$$S = 0.01A Q_n^{1-m}$$

式中: S —渗漏损失, $m^3 \cdot (s \cdot km)^{-1}$; A —透水性系统, 取经验值 0.4; Q_n —通过渠道的净流量, $m^3 \cdot s^{-1}$, 取年平均值; m —透水性指数, 取经验值 0.3。

再根据下式计算地表河系渗漏补给量

$$Q_d = 31536000SL$$

式中: L —丽江城地下水系统内地表河系长度 (km), 其它参数同前。

3.2 水均衡要素及变化特征

根据水均衡方程式, 影响黑龙潭流量变化的要素主要包括降水量、蒸发量、农田灌溉水量、与地表河系交换量、盆地入渗面积、人工开采量、丽江城市横向发展对蒸发排泄量的影响和城市纵向发展对地下水环境的影响。

丽江盆地在唐代就已经有了原始的村落, 但至解放前一直以农耕为主, 社会经济发展缓慢, 当时区内人口稀少, 村落稀疏, 人类活动对环境影响微弱, 地下水环境长期处于自然状态, 后期才有以现有河、泉的简单利用活动, 对地下水环境改造几乎为零^[17]。20 世纪 50—90 年代, 盆地内社会经济发展仍较为缓慢, 多属满足本地生产和居民生活需求的基础建设^[18], 如水利、道路等基础设施有了明显地改善; 同时, 该阶段境内木材经济快速发展, 森林植被破坏严重, 森林面积减少了 42.1%^[19], 且原始森林几乎消耗殆尽, 各种树木平均年龄从 450 年下降至 69 年^[17]。20 世纪 90 年代后期, 随着旅游业的快速兴起, 盆地内社会经济进入快速发展时期, 地下水环境变化显著, 尤以城乡聚落的扩展、铁(公)路、水利等基础建设用地的迅速增加, 耕地、冰川和积雪面积的大幅度减少为特征。同期, 生态环境治理力度不断增强, 丽江市森林覆盖率迅速增长, 面积增加了 157.7%^[18, 20-26]。全境各环境要素变化详见表 1。

3.3 数据筛选与处理

此次水平衡计算数据涉及的年限为 1950 至 2017 年。新中国成立后, 丽江市各部门根据业务范围陆续展开相关的监测、统计、整理工作, 地下水水平衡方程式所涉及的参数数据才逐渐被提取出来, 但各参数出现的时间和间隔跨度并不相同, 少数参

表 1 丽江盆地社会经济发展和地下水环境变化情况统计表

Table 1 Statistics of socioeconomic development and groundwater environment change in the Lijiang basin

变化因素	1940s	1950s	1960s	1970s	1980s	1990s	2000s	2010s	备注
丽江县(古城区和玉龙县)									
国民生产总值/亿元	0.3	0.6	0.7	1.2	3.3		42.5	194.2	收集数据极值
丽江城人口/万人					3.90	6.91	14.62	22.70	收集数据极值
城市建成区面积/km ²	1.70	2.10			3.22	7.55	30.58	48.90	收集数据极值
公路里程/km	0	15			33		51	335.95	
内耕地面积/km ²				129.09		89.05		77.44	
水利工程蓄水量/万m ³	0				3 000		11 483		
城市供水规模/万m ³	0	0		71.4	80.5		876	3 504	收集数据极值
地下水开采量/万m ³	0	37	37	37	37	51.05	589.83	1 412.36	
丽江市植被覆盖率/%	47.20			30.40	27.30	43.6	61.10	70.34	收集数据极值
九子海站									
年平均降水量/mm	1 289.7	1 199.4	1 256.5	1 218.5	1 215.1	1 319.9	1 274.3	1 108.8	
极值差/mm	507	229	446	441	518	523	489	777	
年平均蒸发量/mm		2 003.6	2 118.1	2 178.5	2 240.3	2 079.8	1 551.6	1 528.4	
年平均气温/℃		12.5	12.6	12.6	12.7	12.8	13.3	13.7	
年平均日照数/h		2 453.3	2 572.8	2 518.8	2 450.5	2 420.9	2 366.7	2 403.6	
玉龙雪山									
冰雪面积/km ²				155.63	97.40	85.34	113.84	17.97	收集数据极值
冰川面积/km ²		11.61				8.50	5.30	3.98	收集数据极值

数从未被关注, 相关数据严重不足。若按年度分析黑龙潭流量影响因素及权重, 必须对数据进行处理和补充。因而, 本次计算主要采用以下四种方法补齐相关数据。

3.3.1 离散处理法

对工作区仅有数年连续数据, 对年份不全的参数采用离散函数法进行补充, 如九子海站降水量仅有 2001—2017 年的数据, 通过对比丽江站与九子海站 17 年数据, 发现两站降水量呈线性关系, 仅个别年份 (2014 年) 不符合该规律 (图 3), 故根据两站降

水量相关关系, 将九子海气象站降水量资料延长至 1950 年。

3.3.2 插值法

对仅有数年断续数据的参数, 根据丽江盆地地下水环境发展变化以插值法补充完善, 如灌溉用水量、地下水开采量、地表河系入渗补给量等。其中, 丽江盆地灌溉水用水量仅有 2 年数据, 分别为 1980 年的 3 100 万 m³ 和 2010 年的 2 160 万 m³^[9], 1990 年以前丽江盆地农业用水量变化较小, 始终沿用 1980 年的 3 100 万 m³, 1990 年之后, 随着城市迅速发展, 农业用水量随之下降, 以 2010 年的 2 160 万 m³ 为基础, 用插值法补全其它年份农业用水量, 入渗系数取经验值为 0.3。

3.3.3 类比法

对一般的泉水仅有本项目的长观数据或偶测数据, 少量泉水有近几年云南省水文水资源局丽江分局长观资料, 这些泉水变化虽然直接影响黑龙潭排放量, 但其地下水环境未有明显改变, 主要受降水量控制, 因此, 采用数模处理方法进行类比处理, 得到其系列数据。

根据丽江盆地地下水补给、径流、排泄特征可知,

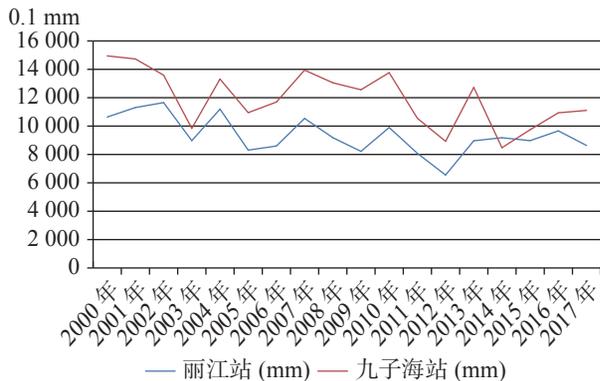


图 3 丽江站与九子海站 2001 年至 2017 年降水关系曲线图

Fig. 3 Precipitation relationship between Lijiang station and Jiuzihai station from 2001 to 2017

西关龙潭地下水补给来源主要包括2种类型,一是补给区降水入渗补给,根据丽江站降水量系列数据求得其降水入渗补给量。二是盆地越流补给,1990年以前,主要受降水控制,以数模处理的方法进行类比处理,得到其系列数据;1990年以后,受人类工程活动影响,越流补给量逐年减少,以1978年和2017年的数据为基础,采用插值法获得系列数据。

3.3.4 推算法

对工作区少部分无相关数据的计算参数,以现有与之有关的资料进行推算补充,如近年来人工地下水开采量、丽江城地下水系统耕地面积数据、地表河系渗漏补给公式的部分参数等。

根据丽江市人民政府网公开信息《丽江:全面落实最严格水资源管理制度》和丽江市水井排查结果,截至2019年12月19日,丽江盆地共有水井18169口,其中民井17490口,按4人计,每人每天用水定额为100L,每年用水量为255.35万 m^3 ;深水井679口,全部关停,根据古城区2017年关停开采井节约用水推算,深水井取水量为1150万 m^3 ,根据丽江自来水公司2019年和2015年供水量之差推算深水井取水量为1155.4万 m^3 。因此,2018年,深井地下水开采量约1412.36万 m^3 。其中丽江城地下水系统内为1300.7万 m^3 。

1990年以前丽江城地下水系统内耕地约占盆地的耕地的50%,1991至2018年,随着社会发展,系统内大量耕地被建设用地替代,因此,耕地减少面积以系统内城市建成区面积增加量进行计算,最终得出丽江城地下水系统内灌溉水入渗补给量。

地表河系渗漏补给公式中A值0.7,雨季丽江城地下水系统内地下水水位上升,受其影响,河流、水渠渗漏补给地下水量减小,综合考虑,将A值调整为0.4;1991年至2000年,随着经济发展,大约70%的河、渠逐渐修建了三面光工程,以插值法计算;2000年之后,以30%的交换量进行计算。

4 水均衡结果和可信度分析

4.1 计算结果

4.1.1 黑龙潭地下水系统水资源变化

20世纪50—80年代,黑龙潭泉群排泄量呈缓慢减少的趋势,由占补给量的54.72%减少到44.24%,90年代因降水丰富,黑龙潭排泄量略有回升,占补给量的48.17%,2000—2010年,黑龙潭排泄量呈断崖式下降,由占补给量的44.74%减少到3.42%,侧向排泄量变化趋势与黑龙潭排泄量呈相反的增长趋势(表2)。

4.1.2 黑龙潭断流主要原因

20世纪50—80年代,因人类活动造成区域植被更替和减少,导致自然蒸发能力增强,地下水蒸发排泄量持续增加1082.74万 m^3 ,占系统多年平均补给量的13.07%,占资源减少总量的87.00%,是黑龙潭断流概率和跨度增加的主要原因。20世纪90年代—21世纪10年代,随着植被的恢复,蒸发排泄量相比20世纪80年代持续减少1830.34万 m^3 ,有利于黑龙潭涵养水源恢复,但人工开采、地表河系渗漏、城市开发等因素造成地下水资源持续减少5058.69万 m^3 ,

表2 1953—2017年黑龙潭地下水系统补给量和排泄量10年平均变化统计表
Table 2 Statistics of the 10-year average value change of replenishment and discharge of the groundwater in the Heilongtan spring from 1952 to 2017

年代	20世纪					21世纪		多年平均
	53—60	61—70	71—80	81—90	91—00	01—10	11—17	
降水入渗补给量/万 m^3	8129.73	8494.85	8238.22	8214.88	8923.72	8615.18	6998.36	8230.71
黑龙潭泉群								
水量/万 m^3	4448.27	4544.82	4081.52	3633.94	4298.41	3854.67	239.22	3585.84
占补给量/%	54.72	53.50	49.54	44.24	48.17	44.74	3.42	42.62
侧向排泄量								
水量/万 m^3	3412.47	3668.96	3884.13	4309.13	4330.06	4475.46	6533.48	4373.38
占补给量/%	41.98	43.19	47.15	52.46	48.52	51.95	93.36	54.09
其它排泄								
水量/万 m^3	268.99	281.07	272.57	271.81	295.25	285.05	225.66	271.49
占补给量/%	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.22	3.30

总体表现为不利于黑龙潭地下水的恢复,是造成黑龙潭断流并迅速恶化的主要原因,其中,人工开采地下水

和城市化造成资源量减少 4 580.52 万 m^3 , 占地下水系统多年平均补给量的 55.30%, 占减少总量的 90.54%(表 3)。

表 3 黑龙潭及丽江城地下水系统的水资源量变化统计表

Table 3 Statistics of the quantity change in groundwater resource of the Heilongtan spring and Lijiang City

年代	变化因素	变化							合计
		降水(浮动)	蒸发	灌溉水	人工开采	地表河系渗漏	盆地入渗面积变化	城市化其它影响	
1951—1990	变化量/ $10^4 m^3$	599	-1 082.74	-50.05	-37.00	0	-74.75	0	-1 244.54
	等价降水量/mm		-160	-7.5	-5.5	0	-11	0	-184
1991—2018	变化量/ $10^4 m^3$	777	+1 830.34	-243.63	-1 300.70	-234.54	-279.82	-3 000.00	-3 228.35
	等价降水量/mm		+270	-36	-187	-36	-41	-459	-489

4.2 可信度分析

根据丽江井水位监测资料和丽江城地下水系统水平衡方程式计算结果,整体看人类活动对地下水干扰相对较轻的 1992—2003 年间,年平均水位上升时补给量大于排泄量,年平均水位下降时,补给量小于排泄量;年平均水位变化较小时,补给量和排泄量基本平衡。如:1994 年 1 月和 2004 年 1 月,地下水水位分别为正 2.7 m 和正 2.8 m,水位上升 0.1 m。水均衡计算结果显示,黑龙潭地下水系统和丽江城区地下水系统的补给量平均值比排泄量多 78.38 万 m^3 , 仅占平均补给量的 1.38%, 基本平衡。

根据水平衡方程式,1990—2004 年,九子海多年平均降水量 1 318 mm, 类比计算黑龙潭多年平均排泄量应为 4 505.06 万 $m^3 \cdot a^{-1}$, 略小于实际监测结果 4 896.00 万 $m^3 \cdot a^{-1}$, 约为 389.94 万 $m^3 \cdot a^{-1}$ 。

根据计算结果反推,1950 年之前黑龙潭断流的降水量阈值约为 960 mm, 1951—2018 年间仅 3 年降水量小于该值, 平均 22.7 年出现一次, 略高于 1729—1960 年间平均约 25.7 年断流一次的概率, 符合自然断流规律。

综上所述,丽江城和黑龙潭地下水系统水平衡方程式符合实际情况, 计算因子和参数选择合理, 计算结果可信。

5 地下河水均衡的变化趋势预测评价

1989—1992 年和 2006—2010 年年均降水量均在 1 300 mm 左右, 属丰水年, 黑龙潭泉群由不断流变为频繁断流, 地下河深部排泄量由年均 3 438.51 万 m^3 增加到 6 438.89 万 m^3 , 年均增加 166.69 万 m^3 (表 4)。

表 4 不同年份黑龙潭地下水系统排泄量变化一览表

Table 4 Discharge changes of the Heilongtan groundwater system in different years

时间节点/年份	水位/m (井口为 0 m)	降水量/ $mm \cdot a^{-1}$	入渗补给量/ $10^4 m^3 \cdot a^{-1}$	黑龙潭 排泄量/ $10^4 m^3 \cdot a^{-1}$	其它泉水 排泄量/ $10^4 m^3 \cdot a^{-1}$	侧向 排泄量/ $10^4 m^3 \cdot a^{-1}$	断流次数 /次
1989—1992	无	1 318.4	8 913.21	5 179.79	294.91	3 438.51	0
1993—1997	-1.04~-0.94	1 237.9	8 369.37	2 657.01	276.92	5 435.44	2
2006—2010	-1.75~-1.57	1 300.3	8 790.89	2 061.14	290.86	6 438.89	4

以此推算,盆地内地下水环境若无明显改善,2021—2030 年,丰水年黑龙潭将成为季节性泉水,平水年和枯水年黑龙潭跨年断流;2030 年之后,系统侧向排泄量将超过多年平均降水入渗补给量,黑龙潭泉群将长期处于断流状态,再现的可能性小。

6 结 论

(1)黑龙潭地下水系统属典型的“自产二流型”岩溶水系统, 泉水和侧向排泄是该系统的主要排泄

方式,二者之和约占总排泄量的96.7%,黑龙潭泉群流量受侧向排泄量影响显著。1949年后,黑龙潭泉群排泄量由缓慢下降逐渐转变成迅速下降,20世纪50—80年代,黑龙潭泉群排泄量持续减少了19.2%,90年代因降水丰富回升了7.2%,21世纪00—10年代,黑龙潭排泄量与90年代相比减少了92.9%;侧向排泄量变化趋势与黑龙潭排泄量呈相反的趋势。

(2)降水量的年际变化是黑龙潭断流的主要控制因素,1951—1990年间人类破坏植被引起蒸发量的增加是其断流加剧的主要因素,1991—2018年人类工程活动(如地下水人工开采、城市化进程的影响等)迅速增强,逐渐成为黑龙潭断流频繁发生并不断加剧的主要因素。

(3)盆地内地下水环境若无明显改善,2021—2030年,丰水年黑龙潭将成为季节性泉水,平水年和枯水年黑龙潭跨年断流;2030年之后,系统侧向排泄量将超过多年平均降水入渗补给量,黑龙潭泉群将长期处于断流状态,再现的可能性小。

(4)科学规避人类工程活动对地下水环境的改造和影响,最大限度地减小地下水人工开采量和降低城市化进程的不利影响,是避免黑龙潭断流进一步加剧的必然之路。

参考文献

- [1] Xing Liting, Huang Linxian, Chi Guangyao, Yang Lizhi, Li Changsuo, Hou Xinyu. A dynamic study of a karst spring based on wavelet analysis and the mann-kendall trend test[J]. *Water*, 2018, 10(6): 698.
- [2] 王宇,何晓生,刘海峰,王梓澈,晏祥省,双灵,彭淑惠.昆明翠湖九龙池泉群断流原因及恢复措施[J]. *中国岩溶*, 2014, 33(3): 263-271.
WANG Yu, HE Raosheng, LIU Haifeng, WANG Ziwei, YAN Xiangsheng, SHUANG Ling, PENG Shuhui. Drought causes and restoration measures for Jiulongchi spring group within Cuihu lake[J]. *Carsologica Sinica*, 2014, 33(3): 263-271.
- [3] 梁永平,王维泰,赵春红,王玮,唐春雷.中国北方岩溶水变化特征及其环境问题[J]. *中国岩溶*, 2013, 32(1): 34-42.
LIANG Yongping, WANG Weitai, ZHAO Chunhong, WANG Wei, TANG Chunlei. Variations of karst water and environmental problems in North China[J]. *Carsologica Sinica*, 2013, 32(1): 34-42.
- [4] 于苗,邢立亭,吴吉春,侯玉松,朱恒华,彭玉明,李罡.基于时间序列分形的济南岩溶大泉动态研究[J]. *地质学报*, 2020, 94(8): 2509-2519.
YU Miao, XING Liting, WU Jichun, HOU Yusong, ZHU Henghua, PENG Yuming, LI Gang. Study of large karst springs using the time series fractal method in Jinan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2020, 94(8): 2509-2519.
- [5] 韩宝平.国外岩溶水文地质学进展[J]. *中国岩溶*, 1993, 12(4): 400-406.
HAN Baoping. Advances in foreign karst hydrogeology[J]. *Carsologica Sinica*, 1993, 12(4): 400-406.
- [6] 张军以,王腊春,苏维词,曾春芬.岩溶地区人类活动的水文效应研究现状及展望[J]. *地理科学进展*, 2014, 33(8): 1125-1135.
ZHANG Junyi, WANG Lachun, SU Weici, ZENG Chunfen. Status and prospect of the hydrological effects of human activities in the karst area[J]. *Progress in Geography*, 2014, 33(8): 1125-1135.
- [7] 曾成,杨睿,杨明明,胡君春,武贵华,樊宇红.丽江市黑龙潭泉群断流的人工神经网络模拟[J]. *中国岩溶*, 2013, 32(4): 391-397.
ZENG Cheng, YANG Rui, YANG Mingming, HU Junchun, WU Guihua, FAN Yuhong. Artificial neural network simulation to zero flow of the Heilongtan spring groups in Lijiang[J]. *Carsologica Sinica*, 2013, 32(4): 391-397.
- [8] 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.
- [9] 周友妹.丽江古城黑龙潭泉水断流原因分析[J]. *人民珠江*, 2015, 36(1): 54-58.
- [10] 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.
- [11] 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.
- [12] 高伟.云南省丽江市黑龙潭泉域地下水系统分析[D].成都:成都理工大学,2016.
GAO Wei. The systematic analysis of Heilongtan spring area karst-water system in Lijiang City of Yunnan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016.
- [13] 唐克旺,谭乃元,谭大书.丽江黑龙潭泉群保护理论与实践[M].北京:中国水利水电出版社,2015.
- [14] 中国人民解放军00931部队.区域水文地质普查报告(丽江幅)[R].1979.
- [15] 四川省地质调查院.石鼓、丽江县等5幅区域地质调查报告[R].2016.
- [16] 丽江纳西族自治县志编纂委员会.丽江纳西族自治县志[M].昆明:云南人民出版社,2001.
- [17] 王瑞雪,史茂,余其芬.基于遥感影像解读丽江古城的历史变迁[J]. *昆明理工大学学报*, 2000, 35(3): 6-11.
WANG Ruixue, SHI Mao, YU Qifen. Historical changes of

- ancient Lijiang town based on remote sensing images[J]. Journal of Kunming University of Science and Technology, 2000, 35(3): 6-11.
- [18] 方宝初. 丽江地区森林历史变迁及其对环境的影响[J]. 林业调查规划, 2002, 27(4): 42-45.
FANG Baochu. Historical transition of the forests of Lijiang prefecture and its effect on environment[J]. *Forest Inventory and Planning*, 2002, 27(4): 42-45.
- [19] 蒋雪中. 滇西北漾弓江流域近期景观格局演变分析[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 2005(3): 84-91.
JIANG Xuezhong. The evolution analysis of the spatial landscape pattern in the Yanggong river watershed, northwest Yunnan Province during last 15 years[J]. Journal of East China Normal University (Natural Sciences), 2005(3): 84-91.
- [20] 杨海潮. 丽江古城及形象的形成与变迁[J]. 西南民族大学学报(人文社会科学版), 2009, 219(11): 44-51.
YANG Haichao. Formation and transformation of the Lijiang old town and its images[J]. Journal of Southwest Minzu University (Humanities and Social Science), 2009, 219(11): 44-51.
- [21] 杜建括. 基于遥感与实测的玉龙雪山冰川变化[D]. 兰州: 兰州大学, 2008.
DU Jiankuo. The research of glacier change in the Yulong Snow Mountains based on remote sensing and observation data[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2008.
- [22] 董智杰, 施昆, 王瑞雪, 隋玉成. 基于遥感影像解读玉龙雪山的冰雪动态变化[J]. 科学技术与工程, 2009, 11(9): 2075-2093.
DONG Zhijie, SHI Kun, WANG Ruixue, SUI Yucheng. Interpreted the dynamic changes of the ice on Yulong Jokul based on remote sensing images[J]. Science Technology and Engineering, 2009, 11(9): 2075-2093.
- [23] 李敏敏, 张增祥, 赵晓丽, 汪潇, 刘芳. 丽江市空间扩展与外部形态演变[J]. 遥感信息, 2015, 30(6): 102-110.
LI Minmin, ZHANG Zengxiang, ZHAO Xiaoli, WANG Xiao, LIU Fang. Urban spatial expansion and external morphology evolution of Lijiang City[J]. *Remote Sensing Information*, 2015, 30(6): 102-110.
- [24] 郑香. 玉龙雪山冰川变化研究[J]. 社会研究, 2018: 279-281.
ZHENG Xiang. A study of glacier changes in Yulong Snow Mountain[J]. Social Research, 2018: 279-281.
- [25] 李芸. 浅析丽江盆地地下水开发利用现状与保护对策[J]. 水土保持, 2016, 4(1): 7-11.
LI Yun. Brief analysis of development and utilization status and protection strategies of Lijiang basin groundwater[J]. *Open Journal of Soil and Water Conservation*, 2016, 4(1): 7-11.
- [26] 高久富, 王庆堂, 王丽荣. 森林覆盖对水面蒸发的影响分析[J]. 黑龙江水专学报, 2001, 28(2): 27-28.
GAO Jiufu, WANG Qingtang, WANG Lirong. Effect analysis of plant-covering to evaporating of water surface[J]. Journal of Heilongjiang Hydraulic Engineering College, 2001, 28(2): 27-28.

Equilibrium analysis and prediction evaluation of the Heilongtan groundwater system in Lijiang of northwestern Yunnan Province

REN Shichuan^{1,2,3}, YANG Xiaoyan^{1,2,3}, YANG Yingbin^{1,2,3}, LIU Haifeng^{1,2,3}, YANG Fan^{1,2,3}

(1. Key Laboratory of Geohazard Forecast and Geocological Restoration in Plateau Mountainous Area, MNR, Kunming, Yunnan 650216, China;

2. Yunnan Key Laboratory of Geohazard Forecast and Geocological Restoration in Plateau Mountainous Area, Kunming,

Yunnan 650216, China; 3. Yunnan Institute of Geo-Environment Monitoring, Kunming, Yunnan 650216, China)

Abstract The karst water system is a dynamic system controlled by the degree of karst development and the underlying geological conditions. It constantly evolves with changes in climate, human activities, and many other factors. As one of the main driving forces of environmental change, human activities have caused the change at the rate and intensity far exceeding that of natural succession in a short period of time. The environmental effects and induced hydrogeological problems resulting from human activities are extremely difficult to distinguish and quantify, and hence have been the working focus of local governments and scholars at home and abroad. The Lijiang basin is a typical covered and semi-covered karst water system developed in the strong uplift zone of the late Cenozoic crust, which has given birth to the Heilongtan spring, the Xiguanlongtan spring, the Jiudinglongtan spring and other karst springs (spring groups). These springs are not only important water sources for Lijiang City, but also the city's highlights of tourism resources. Among them, the Heilongtan groundwater system is the most important karst water subsystem in the groundwater system of the Lijiang basin. However, the primary discharge point of this system, the Heilongtan spring, has currently experienced a significant reduction in flow and increasing intermittent drying up, which have become important factors restricting local economic and social development.

Based on the comprehensive analysis of data over the past 70 years, the investigation of hydrogeological

conditions in the Lijiang basin area, and the dynamic monitoring of the Heilongtan groundwater system, we quantitatively evaluated the dynamic flow change of and its influencing factors on the Heilongtan groundwater system with the method of water equilibrium. Fully considering the impact of human engineering activities in socioeconomic development, we summarized factors for the drying-up of the Heilongtan groundwater system as follows. (1) From 1951 to 1990, human engineering activities that replaced and reduced regional vegetation increased natural evaporation capacity and continuously increased evaporative discharge by $10,827,400 \text{ m}^3$, accounting for 87.00% of the total decrease in the resources of the Heilongtan groundwater system ($12,445,400 \text{ m}^3$). This is the main reason for the drying-up probability and the increasing span of Heilongtan spring. (2) From 1991 to 2018, with the recovery of vegetation, the evaporative discharge continuously decreased by $18,303,400 \text{ m}^3$, compared with that in the 1980s, which was beneficial to the recovery of Heilongtan spring. However, the factors such as human mining, leakage from the surface river system, and urban development and reconstruction have caused a total decrease of groundwater resources by $50,586,900 \text{ m}^3$, which is unfavorable to the recovery of the Heilongtan spring and is also the cause for its drying up. Among these causes, urbanization and human groundwater extraction reduced groundwater resources by $45,805,200 \text{ m}^3$, which accounted for 90.54% of the overall decrease and was another primary cause of the drying-up. According to the change of influencing factors of the Heilongtan spring in recent years, the future changes of its flow predicted by the method of water equilibrium shows that: (1) From 2021 to 2030, the Heilongtan spring will change into a seasonal spring and become drying up during median water year and low flow year. (2) After 2030, the Heilongtan spring groups will remain drying up for a considerable amount of time with a very slim chance of reproduction. This study research can serve as a foundation for the dynamic recovery of Heilongtan groundwater, and the development and environmental protection of the groundwater resources in the urban area of Lijiang.

Key words groundwater system, water equilibrium analysis, the drying-up of the Heilongtan spring, Lijiang City

(编辑 张玲)

西南岩溶区高钙背景下土壤氮转化研究取得新进展

土壤无机氮制约着陆地生态系统植物生长、功能和稳定性,因此主导无机氮产生的矿化和硝化过程受到广泛研究。全球尺度下不同土地类型土壤矿化和硝化过程的特点和影响因素已有系统认识,但是岩溶区这两个氮转化过程的变化规律尚不清楚。

中国地质调查局岩溶地质研究所科研人员在广西、云南、贵州和海南等西南岩溶区采集了不同生态系统土壤,共计 157 个点,采用 15N 同位素标记方

法,测定了土壤矿化和硝化过程速率及其影响因子。研究发现,区域尺度上岩溶区土壤矿化和硝化速率具有较大的空间异质性,且随植被恢复,无机氮产生速率显著提高,其中钙元素是最重要的制约因子。故在研究岩溶区土壤养分循环时,应充分关注钙的影响作用。

(供稿:朱同彬)