

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.138>



宜昌潮水洞岩溶间歇泉动态特征及成因

郭绪磊¹, 陈乾龙², 黄琨¹, 周宏^{2*}

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078

2. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074

摘要: 潮水洞无降雨补给时仍有规律的间歇性流出, 是典型的岩溶间歇泉, 其流量、水化学动态规律及形成机制缺乏系统的研究。基于长期水文气象观测和水化学测试数据, 分析了潮水洞不同时期流量、水温和电导率变化特征以及潮水洞岩溶水系统的水化学特征。潮水洞为多个岩溶水子系统的连接, 其动态呈现为雨期和无雨期两个不同特征, 且存在多个不稳定周期的间歇出流过程。通过 $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Ca}^{2+})$ 比值及水文动态特征辨识出间歇出流的地下水来源为天河板组灰岩含水层, 随着过程流量的不断增加, 深循环地下水占比最高达 97%。结合水文地质条件概化出潮水洞岩溶水系统循环模式, 天河板组灰岩含水层内虹吸管道的发育是间歇性动态特征的主要成因。

关键词: 潮水洞间歇泉; 泉动态特征; 离子比值法; 调蓄能力; 水文地质。

中图分类号: P641.3

文章编号: 1000-2383(2020)12-4524-11

收稿日期: 2020-04-29

Dynamic Features and Causes of Chaoshuidong Siphonal Spring

Guo Xulei¹, Chen Qianlong², Huang Kun¹, Zhou Hong^{2*}

1. School of Environmental Studies China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

2. Institute of Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The Chaoshuidong Siphonal Spring (CSS) is in Yichang City, Hubei Province, which could still regularly intermittently flows out when there is no rain. Systematic research into the flow and hydrochemical dynamics and formation mechanisms of CSS is lacked. Based on long-term hydrological and meteorological observation data and hydrochemical test data, in this paper, it analyzes and summarizes the changes in the flow, water temperature and conductivity of the CSS at different times, and also analyzes the hydrochemical characteristics of the CSS karst water system. The CSS karst water system can be divided into the local water flow system of the Shilongdong Group and the intermediate water flow system of the Tianheban Group, and its dynamic characteristics can be divided into two distinct periods of rain and rain-free periods, which reflects the rapid response of karst water system to rainfall and the control function of karst siphon pipe to the intermediate water flow system of Tianheban Group, respectively. There are many intermittent flow out of multiple unstable cycles during the rain-free period. The source of intermittent discharge groundwater was identified by ion ratio method and the analysis of hydrodynamic features as the Tianheban Group rock aquifer, and with the increasing process flow, the proportion of deep-cycle groundwater reached 97%. Finally, combined with hydrogeological condition analysis, in the paper it summarizes the conceptual pattern map of water circulation in the CSS karst water system, and the development of the siphon pipe inside the gray rock aquifer of the Tianheban Group forms the characteristics of the

基金项目: 中国地质调查局项目(No.DD20190824); 中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(No.1910491A28).

作者简介: 郭绪磊(1992-), 男, 博士研究生, 主要从事岩溶水文地质方面的研究工作。ORCID: 0000-0001-9354-766X. E-mail: guoxulei@cug.edu.cn

* 通讯作者: 周宏, E-mail: zhouhong@cug.edu.cn

引用格式: 郭绪磊, 陈乾龙, 黄琨, 等, 2020. 宜昌潮水洞岩溶间歇泉动态特征及成因. 地球科学, 45(12):4524-4534.

water circulation during the rain and rain-free period of the CSS.

Key words: Chaoshuidong Siphonal Spring (CSS); dynamic feature of spring; the ion ratio method; storage capacity; hydrogeology.

0 引言

岩溶地下水是世界上最重要的供水水源之一,供应了大约 25% 世界人口的生产生活用水(袁道先等, 2016; Kalthor *et al.*, 2019). 相较于裂隙和孔隙含水层, 岩溶含水层具有高度的非均质性, 从而形成了不同地下水动态特征, 这对地下水的开发利用提出了更高的要求(张人权等, 1991; Bakalowicz, 2005; Somaratne, 2014; 汪莹等, 2019).

根据国内外对间歇性泉水的调查和研究, 按其触发因素可以大致划分为三类: 第一类是以美国黄石公园老忠实泉为代表的间歇喷泉, 主要是由于地热引起的水温和内部压力的改变而形成(Hurwitz *et al.*, 2008; Rudolph *et al.*, 2012); 第二类是在海岸带由于地下水与海水联通, 在潮汐的影响下, 地下水与海水混合后间歇性流出形成的潮汐间歇泉(Williams, 1977). 第三类是指特殊的岩溶发育条件下形成岩溶间歇泉, 如法国冯特斯贝泉(Mangin, 1969; Kansou and Bredeweg, 2014)、中国黄泥洞(韩玉福, 2010)、贵州潮井(蒋翼等, 2018; 汪炎林等, 2018; 薛冰清等, 2018)等. 在研究岩溶间歇泉的形成机制时, 人们更多关注于间歇泉形成的物理结构, 常用虹吸管结构来解释其成因(Mangin, 1969; 邹成杰, 1993), 很少精细研究泉流量及其水化学的动态变化规律, 然而这是合理开发利用与保护岩溶间歇泉地下水资源量的基础.

潮水洞位于湖北省宜昌市, 最小流量为 0.1 L/s, 雨后最大流量为 3.9 m³/s, 无雨期间歇流量最大值为 400 L/s, 是当地主要的供水水源地之一. 随着区内 1:5 万水文地质调查的开展, 学者们基本查明了研究区岩溶发育特征及潮水洞岩溶水系统的补径排条件, 为研究其成因机制奠定了厚实的基础.

虹吸管道的不同发育规模控制了泉水间歇出流的频率和流量, 邹成杰(1993)研究了国内外多个著名的岩溶间歇泉的动态变化特征, 间歇周期从 10 min 到 8 h, 但每个泉的周期变化和流量均表示出一定的稳定性. 但潮水洞间歇出流周期变化不稳定, 间歇周期最短 2 d, 在无降雨补给的条件下, 随着时间的推移, 间歇周期逐渐加长, 但流量保持相对的稳定, 可能与潮水洞系统多个岩溶子系统的发育

有关. 其特殊的动态特征及背后的形成机制是本文探讨的核心问题, 也有助于研究不同的岩溶发育规律对岩溶水循环的控制作用.

本文将研究潮水洞岩溶水系统的水文与水化学动态特征, 并分析潮水洞地下水的补给来源与径流组成, 进而构建相应的地质概念模型并分析其间歇排泄的形成机制.

1 研究区概况

潮水洞岩溶间歇泉位于湖北省宜昌市区附近, 是当地主要的饮用水源地和观赏景点之一. 它位于我国地貌二级阶梯向三级阶梯过渡斜坡地带, 总体为岩溶槽谷地貌, 同时位于我国扬子陆块中部黄陵穹隆东南翼, 地层呈小角度的单斜分布, 产状 134°∠7°. 潮水河流域面积为 4.05 km², 潮水洞是流域内最主要的地下水排泄点, 出露高程 462 m, 如图 1 所示. 潮水洞流量动态变化较大, 流量最小约为 0.1 L/s, 2018—2019 年监测期间最大一次降雨雨后洪峰流量为 3.92 m³/s, 间歇排泄最大流量为 540 L/s. 研究区位于我国亚热带与温带季风气候的过渡地带, 年平均气温达 17.9 °C, 多年平均降雨量为 1 140 mm.

潮水河流域连续出露寒武系下统底部水井沱组(ϵ_{1s})到寒武系中统覃家庙组(ϵ_{2q})的地层, 其中, 石牌组(ϵ_{1sh})厚约为 98 m, 是区域稳定的隔水层, 它将潮水河流域地块上下一分为二, 上部石龙洞组(ϵ_{1sl})和天河板组(ϵ_{1t})构成了潮水洞岩溶水系统的主要含水层, 天河板组和石龙洞组的真实厚度分别为 72.59 m 和 53.17 m, 覃家庙一段的弱透水层与潮水河地表分水岭共同组成了该系统的边界.

潮水洞出露于石龙洞组中部, 洞口似一圆顶穹窿, 洞口高为 10 m, 宽为 8 m, 朝向 328°, 西侧有一小支洞, 平时干枯而雨后洞底冒水. 区域内发育两组共轭构造裂隙, 方向分别为 296°和 89°, 控制了不同的地下水流方向, 从而形成了不同的岩溶地貌特征. 其中, 流域内主要的落水洞、长条状竖井均主要体现了 296°裂隙的控制作用, 包括了涧沟(S3)—游子洞(S4)—翻水井(S5)这一浅表地下暗河的发育; 另一组裂隙方向与岩溶槽谷的长轴方向和潮水河的总体流向一致, 在其控制下还形成了麻子洞地下暗河, 潮

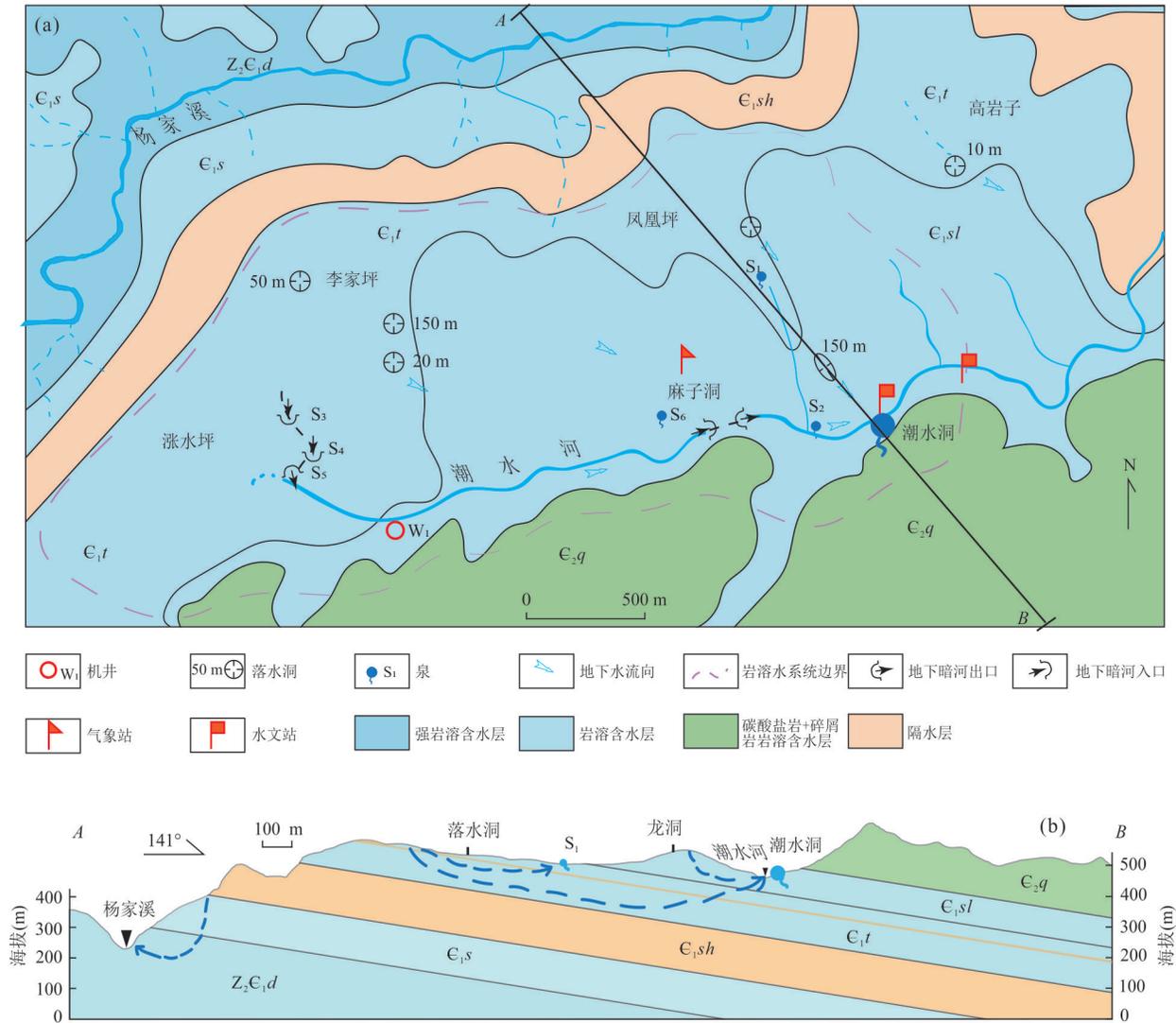


图 1 潮水洞流域概况

Fig.1 Overview of the Chaoshuidong Siphonal Spring (CSS)

a. 潮水洞流域水文地质图; b. 潮水洞流域剖面图

水河在此转为地下伏流,伏流段长为 204 m,体现了当地仍处于地壳抬升和河流的下切的地质时期。

2 水文监测与水化学测试

本文旨在揭示潮水洞流量间歇变化的成因机制,因此,需要对比不同降雨条件下和无雨期泉流量动态响应规律,总结潮水洞的水文特征,进而通过流域水化学样的采集来分析潮水洞地下水补给来源。

2018年5月4日,笔者在潮水洞洞口安装了Solinst(M30,Canada)地下水三参监测仪,监测要素为水位、水温、电导率,监测频率为 15 min/次。2018年10月笔者在潮水河放置了相同的仪器,分别监测潮

水河地表水流量,具体站点分布如图 1 所示。水位监测数据全部通过宜昌国家气象站气压数据进行气压补偿修正。在气象资料方面,2019年8月笔者在麻子洞附近自建一超声波气象站(JL-03-Y1,中国清易),可以获得每半小时的气温、降雨等要素,同时收集了距离潮水洞约 6 km 的宜昌市席家淌站自 2013年5月至 2019年12月的小时降雨数据,插补 2019年8月以前的降雨小时时间序列。

水化学资料可以提供地下水赋存条件、渗流途径、循环深度、资源量组成等水动力环境方面的信息。为了详细了解研究区地下水排泄点地球化学特征和补给来源,在 2018年8月—2019年8月,每个月采集一次潮水洞系统 3 类地下水排泄点的水化学样品。样品分别是:(1)潮水洞地下水水化样品,包括

基流和间歇流出两个子类;(2)石龙洞含水系统的表层岩溶泉(S2、S6);(3)天河板组表层岩溶泉(S1、S3、S4、S5),共计 46 个.全分析由中国地质大学(武汉)地质调查研究院水环实验室测定,阴离子采用美国赛默飞公司生产的 ICS 2100 离子色谱仪分析,阳离子采用赛默飞公司生产的 ICAP 7600 电感耦合等离子体光谱仪分析.

3 结果

3.1 水文动态特征

2018 年 9 月 18 日—2019 年 9 月 17 日一个水文年中潮水洞流域总降雨量为 1 237.5 mm,属于平水年,潮水河总径流量为 209.89 万 m³,其中潮水洞排

泄地下水资源量为 164.81 万 m³,占总径流量的 78%,在无雨期潮水河总径流量的变化主要取决于潮水洞地下水的排泄,两者互相关系数达 0.953.监测数据显示潮水洞具有两种不同的流量、水物理动态变化特征,根据流量形态特征可分为有降雨补给条件下的雨期和无有效降雨补给的无雨期两类地下水响应时期,本文截取了 2018 年 9 月 20 日—2018 年 11 月 6 日的水文序列如图 2a 所示.

从形态特征上分析,雨期潮水洞的动态特征可进一步分为陡升陡降阶段、震荡衰减阶段和平滑衰减阶段,如图 2b 所示,其中,震荡衰减阶段与一般岩溶大泉平滑衰减过程有很大的不同,一般岩溶大泉在衰减过程中会出现一到多个波峰,可解释为该泉

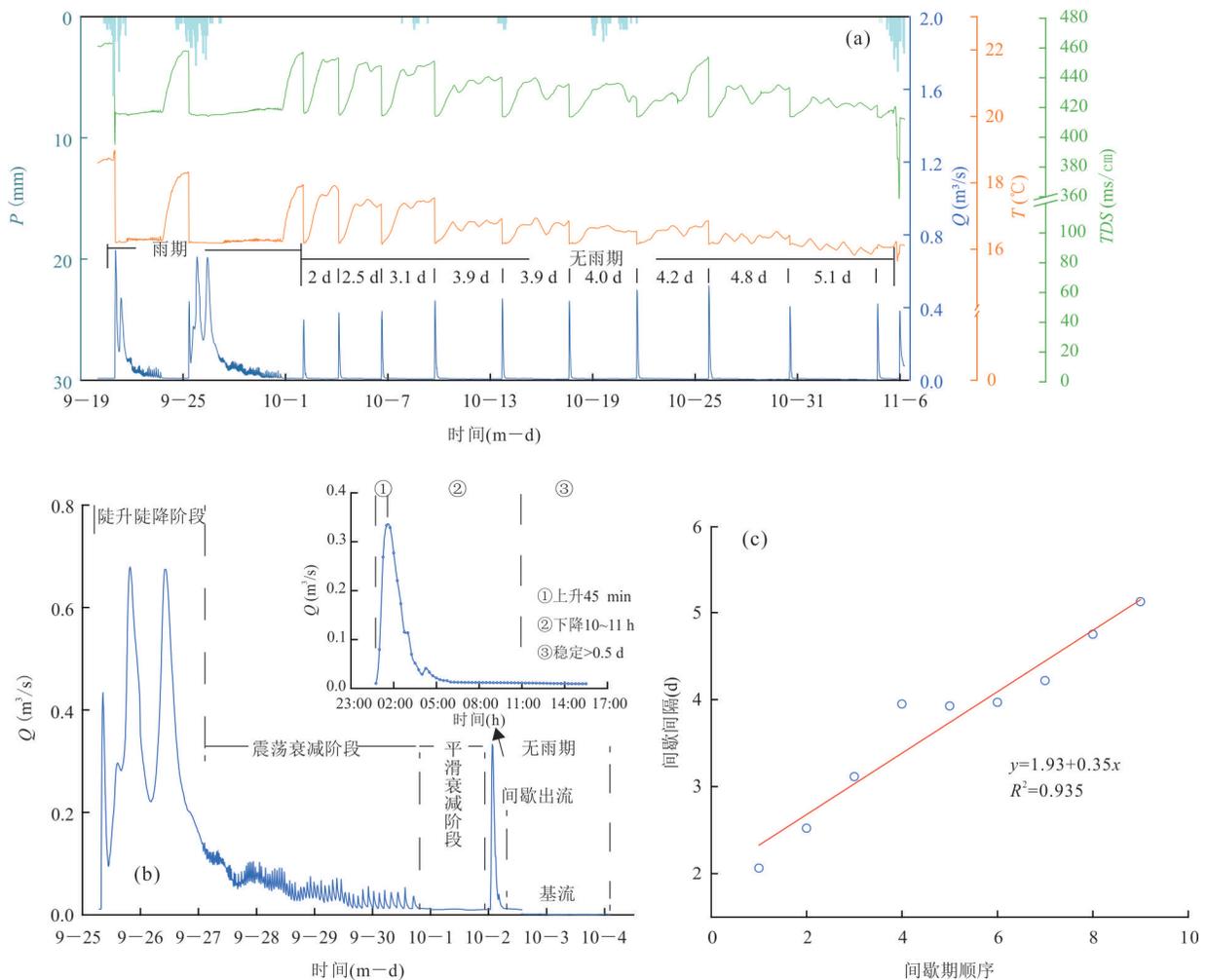


图 2 (a)潮水洞 2018—9—20—2018—11—06 动态变化特征;(b)潮水洞雨期和无雨期水文动态特征分析;(c) 2018—9—20—2018—11—6 潮水洞间歇流出间隔回归分析结果

Fig.2 (a) Dynamic change characteristics of CSS between September 20th and November 6th, 2018;(b) analysis of hydrodynamic features during the rain and free-rain periods of the CSS;(c) the results of the regression analysis of the intermittent outlet interval of the CSS between September 20th and November 6th, 2018

多源补给的水循环特征. 潮水洞流量震荡衰减阶段可出现几十个小的波峰, 每个小峰上升阶段持续约 15 min, 下降阶段持续约 1.5 h. 需要注意的是, 在多个连续波峰之后, 该阶段还有一段平滑的衰减阶段, 据统计在后期无降雨的条件下, 该平滑阶段持续 10~14 h, 直到无雨期的到来, 而无雨期的动态特征可分为间歇出流和基流衰减两个阶段, 如图 2a 和 2b 所示, 不同时期和阶段显示出不同的动态特征.

雨期的潮水洞动态特征与一般管道岩溶发育特征的岩溶大泉或地下暗河的变化特征基本一致, 均具有迅速响应、流量变化大的特点. 在此降雨过程的陡升陡降阶段, 潮水洞在滞后 2~3 h 后流量迅速增加, 如图 2b 所示, 由原来的 $0.005 \text{ m}^3/\text{s}$ 增至到 $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$, 增幅 140 倍, 该水文年中记录最大雨后洪峰流量可达 $3.92 \text{ m}^3/\text{s}$ (2019 年 8 月 3 日), 温度和电导率伴随着流量变化而变化, 其中雨后水温迅速降低 $1\sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$, 与此同时电导率也下降 $40\sim 50 \text{ }\mu\text{s}/\text{cm}$, 并持续至震荡衰减阶段结束, 反映了较低温度、低电导率的雨水补给地下水的过程 (图 2a). 震荡衰减阶段流量总体呈衰减下降趋势, 连续波峰流量变化在 10% 左右, 单个小流量上升阶段, 温度下降 $0.1\sim 0.15 \text{ }^\circ\text{C}$, 电导率降低 $1\sim 2 \text{ }\mu\text{s}/\text{cm}$. 最后的平滑衰减阶段流量持续衰减, 温度和电导率逐渐恢复至雨前水平, 总体为本次降雨补给地下水与基流量的混合过程.

无雨期的动态特征是潮水洞这类岩溶间歇泉所特有的, 是由特殊岩溶发育结构所控制的. 间歇出流时在 45 min 内迅速增加, 峰值可达 $0.28\sim 0.54 \text{ m}^3/\text{s}$, 平均 $0.41 \text{ m}^3/\text{s}$, 然后在接下来的 10~11 h 内迅速衰减至出流前水平, 从无雨期多次间歇出流过程的水温变化来看 (图 2a), 流量增大时, 温度迅速下降 $0.8\sim 2.0 \text{ }^\circ\text{C}$, 然后逐渐恢复至初始水平. 无雨期水温的变幅逐渐减小, 但间歇出流时的峰值水温近似一致, 平均为 $16 \text{ }^\circ\text{C}$, 电导率的变化与温度保持同步, 峰值电导率平均为 $410 \text{ }\mu\text{s}/\text{cm}$. 单次间歇出流的总流量具有一定的稳定性, 平均约为 $4\ 000 \text{ m}^3$.

同时, 笔者注意到, 一段无雨期内的水文时间序列存在一定的周期性. 在长时间无有效降雨的条件下, 间歇出流的时间间隔随着次数逐渐增加, 从 2 d 逐渐增加到 5.3 d, 呈一定的线性规律, 间歇周期随间歇次数的线性回归拟合度为 0.935, 平均每次间隔时间多 0.35 d, 如图 2c 所示, 显示了非固定周期变化的特征.

3.2 流域水化学特征

潮水河流域主要有两大含水系统, 其中石龙洞含水系统是以白云岩为主的含水层, 天河板含水系统是以灰岩为主的含水层. 用 AquaChem 软件对研究区内采集的地下水样品进行舒卡列夫分类 (表 1), 分析结果如下: 研究区的地下水阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主, 阴离子以 HCO_3^- 为主, 水化学类型分为 HCO_3^- -Ca-Mg 型和 HCO_3^- -Ca 型. 以石龙洞组表层岩溶泉为代表的白云岩含水系统的水化学类型为 HCO_3^- -Ca-Mg 型, 以天河板组表层岩溶泉为代表的灰岩含水系统的水化学类型则为 HCO_3^- -Ca 型, 分别代表了石龙洞组和天河板组浅循环地下水的水化学特征. 潮水洞样品的水化学类型均为 HCO_3^- -Ca-Mg 型, 但 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子浓度与前两者有较大差异.

石龙洞含水系统中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 均值分别为 $68.30 \text{ mg}/\text{L}$ 、 $42.55 \text{ mg}/\text{L}$. 天河板含水系统中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 均值分别为 $96.03 \text{ mg}/\text{L}$ 、 $15.22 \text{ mg}/\text{L}$. 潮水洞基流及间歇流水样的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 浓度均值分别为 $73.74 \text{ mg}/\text{L}$ 、 $29.40 \text{ mg}/\text{L}$ 和 $80.55 \text{ mg}/\text{L}$ 、 $21.59 \text{ mg}/\text{L}$, 该值均介于天河板组含水系统及石龙洞组含水系统间, 表明两含水系统之间可能存在水力联系. 通过比较潮水洞与不同含水系统水样的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 浓度均值大小发现, 潮水洞间歇流与基流之间的离子浓度存在明显的差别, 且潮水洞间歇流的离子浓度较接近于天河板含水系统, 而基流则更接近于石龙洞组含水系统.

潮水洞岩溶水系统具有典型的岩溶间歇泉的动态特征, 表明其内部可能发育虹吸管与溶腔组合的岩溶含水系统结构. 潮水洞无雨期间歇出流峰值的流量、水温、电导率相对的稳定, 表明无雨期出流的地下水来源较为单一和稳定, 间歇出流地下水的水化学的特征说明更可能来源于灰岩岩溶含水层的补给. 在此基础上, 要明晰其间歇出流地下水的补给来源和形成机制分析需要进一步分析其水循环特征.

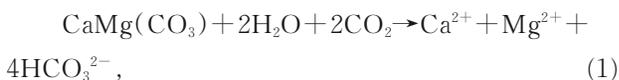
4 讨论

4.1 潮水洞间歇出流过程地下水的来源

潮水洞流域主要含水岩组为白云岩为主的石龙洞组和以灰岩为主的天河板组, 其水-岩相互作用可以表示为:

表 1 潮水洞岩溶水系统样品水化学分类
Table 1 Water chemistry classification of samples of karst water system of CSS

采样点类型	统计	离子(mg/L)							TDS (mg/L)	水化学类型
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻		
潮水洞基流	平均值	73.74	29.40	3.74	3.62	19.68	279.77	17.77	243.82	HCO ₃ -Ca-Mg
	最大值	79.39	34.50	5.08	5.12	20.66	313.39	18.91	290.49	
	最小值	62.36	23.94	2.92	2.99	18.74	252.67	13.97	160.38	
潮水洞间歇流	平均值	80.55	21.59	2.51	2.48	19.27	242.72	17.20	267.49	HCO ₃ -Ca-Mg
	最大值	88.92	23.36	2.78	2.72	19.47	246.08	17.42	275.78	
	最小值	64.28	18.02	2.05	2.34	19.05	239.49	16.99	247.64	
天河板含水系统	平均值	96.03	15.22	1.58	2.19	17.75	304.35	10.08	195.18	HCO ₃ -Ca
	最大值	134.00	18.50	2.38	5.19	26.54	384.42	13.40	255.39	
	最小值	84.10	13.80	0.88	1.19	13.28	249.75	1.37	158.20	
石龙洞含水系统	平均值	68.30	42.55	1.50	1.42	14.39	340.00	5.35	192.66	HCO ₃ -Ca-Mg
	最大值	70.80	44.70	1.54	1.50	14.58	340.00	5.81	192.80	
	最小值	65.80	40.40	1.46	1.34	14.20	340.00	4.89	192.52	



CaCO₃ + 2H₂O + CO₂ → Ca²⁺ + 2HCO₃²⁻, (2)
Mg²⁺和Ca²⁺是不同岩石矿物溶蚀后的产物.在南斯拉夫岩溶考察报告中提到,地下水中的c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)在灰岩含水层中较低,在0.01~0.26之间,但是在白云岩含水层中该值可以达到0.85以上(Karst Research Group, 1978).Long *et al.* (2015)也利用c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)研究清江和尚洞的地下水的特征,因此c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)可以用来辨识地下水所流经的含水层的岩性.从图3b可以看出c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)与SO₄²⁻浓度关系不明显,并无明显正负相关性,SO₄²⁻浓度基本稳定在一定范围内.值得注意的是硫酸根离子可增强水对碳酸盐岩的侵蚀性,其浓度的增加会产生去白云岩化作用,导

致Ca²⁺减少,从而影响c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺),但研究区内这种现象并不明显,可能是区内碳酸盐岩中夹杂的石膏厚度及规模有限,且无其他补给来源,无法提供大量SO₄²⁻所致.

通过比对潮水河流域主要地下水排泄点的镁钙离子的摩尔浓度比发现,流经灰岩含水层时,c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)较低,在0.20~0.28之间,以涧沟(S3)和天河板组的表层泉(S1)为代表;石龙洞组表层岩溶泉(S6)c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)值在0.85以上,代表了纯的石龙洞组白云岩浅循环地下水.此外,流域内主要排泄点包括潮水洞均处在灰岩和白云岩地下水混合状态,反映了两个含水系统彼此存在水力联系.潮水洞基流时的地下水类型更偏向于以白云岩地下水为主,在间歇出流时地下水的镁钙摩尔比值往左下方移动,c(Mg²⁺)/c(Ca²⁺)值由平均0.75

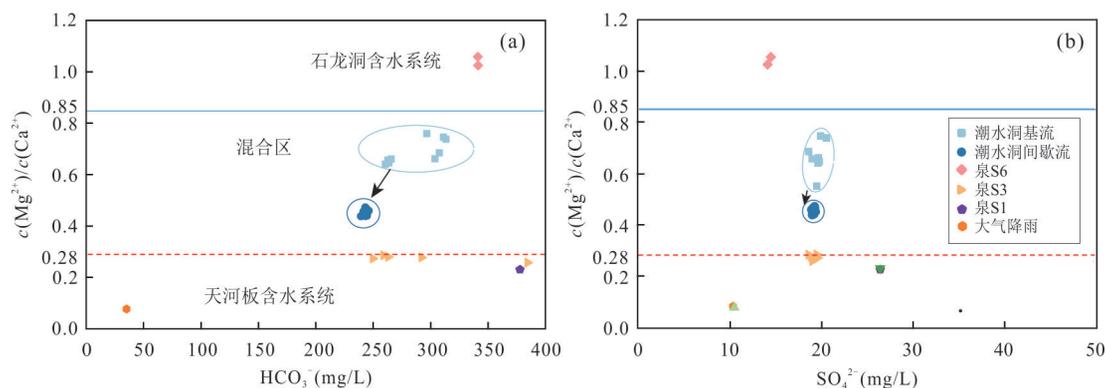


图 3 潮水河流域主要地下水排泄点离子比值特征

Fig.3 Ion ratio characteristics of the main groundwater discharge points in the Chaoshuihe basin

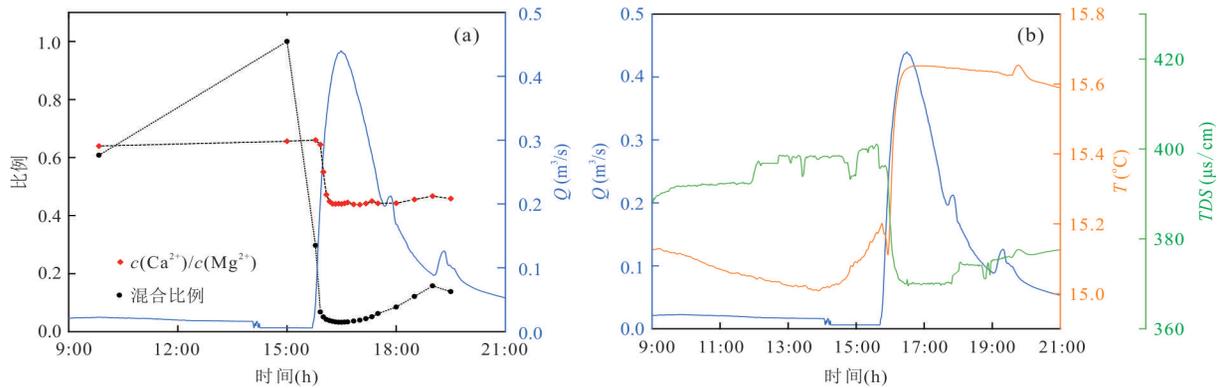


图4 2019年5月2日潮水洞间歇出流过程

Fig.4 The intermittent flow of the tidal hole on May 2nd, 2019

a. 镁钙比动态变化; b. 流量、水温、电导率动态变化

降为0.45,且分布相对聚集,这说明了间歇出流过程是天河板组深循环地下水与基流两个端元地下水混合的过程。

为更加精细刻画潮水洞间歇出流过程水文与水化学特征变化和辨识其地下水来源,以2019年5月2日出流过程为例(图4),通过离子比值法和二端元混合模型研究其机制.图4b显示间歇出流过程电导率随着流量的增大明显的下降,与图4a中 $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Ca}^{2+})$ 的变化规律相同,而水温随之上升.水温和电导率的变化说明间歇出流过程的地下水与基流的水化学特征存在明显的区别.图4a显示基流以石龙洞组白云岩浅循环地下水为主,间歇出流过程中镁钙比值与流量动态同步,从0.65迅速下降并稳定在0.45左右,说明间歇出流的地下水与基流水化学特征不一致,以天河板组灰岩深循环地下水为主.因此,可通过 $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Ca}^{2+})$ 计算间歇出流过程中深循环地下水的比重变化,随着流量的不断增加,深循环地下水的比重也逐渐增加,峰值流量时深循环地下水占比达97%;反之,流量衰减过程中深循环地下水的比重逐渐减少。

4.2 潮水洞岩溶水系统的调蓄能力

潮水洞作为当地的主要生活用水之一,研究岩溶水系统的调蓄能力是十分必要的,这也可加深对潮水洞间歇泉的形成机制的认识.一般岩溶地下水系统的主要天然输入是脉冲式的、非连续的,但经过系统调蓄后,输出却是滞后的、连续的(Herman *et al.*, 2009; 蒋忠诚等, 2001; 杨振华等, 2019).调蓄能力与岩溶含水介质的发育类型密切相关。

潮水洞流量动态分为雨期和无雨期两个特征,经过虹吸管结构调蓄后,地下水排泄具有滞后和非

连续的特征.依据潮水河监测流域的总出口流量过程和潮水洞监测的地下水排泄过程来分析潮水洞岩溶水系统的调蓄能力.对次降雨引起的地下水洪峰过程进行水文分割,计算该次降雨引起的地下水排泄增量.若无此次降雨,地下水流量将按照分段指数衰减(图5中蓝色虚线),退水曲线所包络的面积即为次降雨过程中地下水排泄增量(尹德超等, 2016).同样的方法计算地表径流增量.同时根据水均衡的原理,雨期降雨量减去蒸发量和地表径流增量作为次降雨过程中的入渗补给资源量.本文分析了潮水河流域2018—2019年7次次降雨过程事件,计算结果如图5和表2所示。

为衡量潮水洞系统的调蓄能力,本文以次降雨过程中地下水的排泄增量与入渗补给资源量的比值作为评判标准,比值越小,调蓄能力越大,即:

$$\varphi = \frac{V_P}{V_I}, \quad (3)$$

式中: φ 为次降雨过程中的调蓄系数,无量纲; V_P 是次降雨过程中雨期地下水排泄增量,单位 m^3 ; V_I 是次降雨过程中的入渗补给资源量,单位 m^3 。

在此降雨过程中,潮水洞雨期地下水的排泄量只占总入渗补给量的41%~72%,调蓄系数 φ 平均为0.55.假设一次降雨入渗补给量 12.57万 m^3 ,则有 5.65万 m^3 地下水资源在无雨期通过间歇性出流排泄.据前文单次排泄量和间隔周期的分析,无雨期间歇性出流衰减阶段可持续约65 d,包含14次的间歇出流过程.由此可见,岩溶间歇泉虹吸管道的使得地下水可以暂时的储存,增强了岩溶水系统的调蓄能力,这对科学管理和开发利用地下水资源有着重要意义。

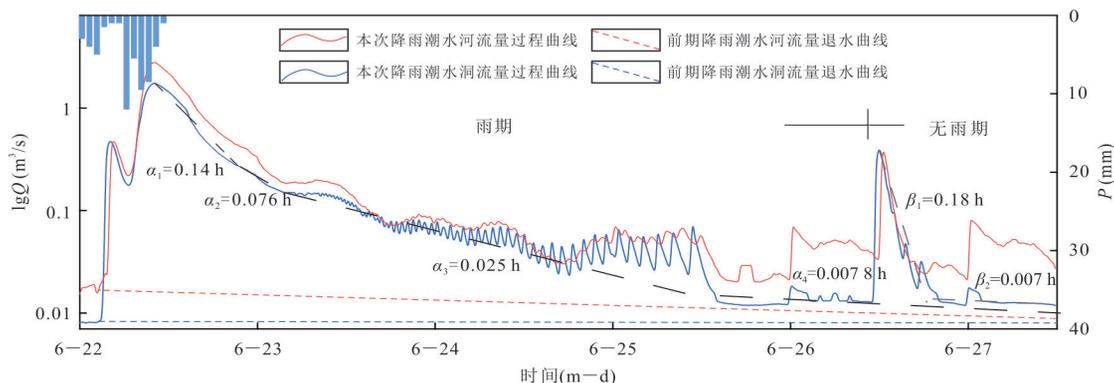


图 5 雨期和无雨期流量衰减阶段划分

Fig.5 The results of the stage of flow attenuation during rain and rain-free period

表 2 潮水洞雨期和无雨期流量衰减分析结果

Table 2 The results of the analysis of flow attenuation of CSS during rain and rain-free periods

时期	日期 (年—月—日)	降雨量 P (mm)	第一衰减 α ₁ (h)	第二衰减 α ₂ (h)	第三衰减 α ₃ (h)	第四衰减 α ₄ (h)	V _p (10 ⁴ m ³)	V _l (10 ⁴ m ³)	φ
雨期	2019—3—21	39.5	0.24	0.11	0.089	0.003 7	6.06	11.05	0.55
	2019—3—31	21.5	0.18	0.088	0.032	0.004 2	2.07	5.10	0.41
	2019—4—9	31.5	0.17	0.049	0.034	0.004 8	6.82	10.99	0.62
	2019—5—6	65.5	0.16	0.080	0.026	0.007 5	3.67	5.10	0.72
	2019—6—22	57.5	0.17	0.065	0.033	0.003 7	6.62	13.09	0.51
	2019—6—28	54.0	0.26	0.059	0.033	0.002 2	6.97	15.96	0.44
	2019—8—3	97.5	0.17	0.041	0.016	0.002 1	15.99	26.73	0.60
	平均		0.193	0.070	0.038	0.004 0	6.89	12.57	0.55
无雨期	2018—10—9	0	0.12	0.005					
	2018—10—13	0	0.17	0.007					
	2019—1—7	0	0.17	0.007					
	2019—1—10	0	0.18	0.009					
	2019—6—26	0	0.18	0.007					
	2019—9—16	0	0.18	0.008					
	2019—9—21	0	0.20	0.008					
	平均	0	0.17	0.007					

在初步认清虹吸管道在水资源调蓄功能的基础上,可根据退水曲线揭示的岩溶含水介质规律进一步分析雨期和无雨期不同阶段的调蓄机制.

2018—2019年7次雨期和无雨期的流量衰减曲线有着明显的不同(表2).雨期流量衰减过程可分为4个阶段,α₁和α₂分别代表了以管道和宽大裂隙为传输介质的快速流的排泄,平均值分别为0.195/h和0.075/h.在7次降雨过程中的第三衰减阶段α₃均为震荡衰减的过程,平均值为0.0348/h.第四衰减阶段代表了微裂隙为代表的基流衰减阶段,大小在10⁻³/h数量级.无雨期间歇出流的流量衰减阶段可分为两个部分,第一阶段的lgQ-t曲线近似为直线(图5),该阶段流量占衰减阶段总流量的90%,间歇

期衰减的β₁平均值为0.17/h,第二衰减阶段为基流衰减过程,其值大小与雨期第四阶段大小相近.

含水介质的特征表明潮水洞岩溶水系统两个调蓄特征:(1)降雨可通过落水洞灌入式补给地下水形成快速流,此部分地下水难以利用,也可通过裂隙分散入渗形成裂隙中的慢速流,在不同的水力条件下两者还存在相互转换(程焱等,2019);(2)无雨期和无雨期流量第一衰减系数大小相近,说明该阶段地下水运移的含水介质特征类似,主要为岩溶发育规模较大的管道介质,管道的发育可能贯穿了白云岩和灰岩含水层,在灰岩含水层内发育为虹吸管结构,并与溶腔相连,从而形成无雨期间歇性排泄的特点.在此地质结构中,雨期第一和第二衰减阶

段形成的快速流则会包含天河板组深循环的地下水,此阶段虹吸管道和溶腔处于饱和且有压状态,与一般的满管流无异.随着溶腔补给量的逐渐减少,溶腔逐渐处于无压与有压交替状态,进而呈现出震荡衰减的过程.

4.3 潮水洞系统水循环概念模型

无雨期间歇出流的动态特征反映了特殊岩溶结构对地下水循环的影响,当虹吸管一端的溶潭或溶腔水位达到一定阈值后,溶腔内的地下水排泄,上升和衰减阶段时间相对稳定进一步说明在潮水洞岩溶水系统存在较为固定的岩溶发育构造.间隔出流周期的增加说明溶腔中具有相对稳定的补来源,但补给速率随着地下水的排泄逐渐降低.同时,水化学数据很好地证明了间歇出流的地下水来源,在此基础上,本文提出潮水洞水循环的概念模型.潮水洞岩溶水系统在复杂的地质条件中形成了两个地下水系统:以白云岩为主的寒武系石龙组局部地下水系统和以灰岩为主的寒武系天河板组中间地下水系统,如图 6 所示.

雨期,降雨通过形成地表径流汇入落水洞或通

过分散入渗的方式分别补给到两个地下水子系统.石龙洞组出露面积有限,岩溶发育程度高,有较多如石龙洞等竖井,岩溶发育能够贯穿石龙洞组底部与天河板组相连,雨后形成的快速流(G点)汇入潮水洞主要导水管道(F点)进行排泄(O点)形成了降雨—水文过程图中的雨期形态(图 6),而石龙洞组裂隙中的慢速流则形成了维持潮水洞的基流量.天河板组中间水流系统在接受降雨补给后,地下水暂时储存在溶腔内,根据上文分析,虹吸溶腔体积约 4000 m^3 ,在强降雨后,则形成满管流在潮水洞排泄.

无雨期地下水动态可分为间歇出流(图 6a)和储水期(图 6b)两种模式.间歇出流主要受控于虹吸管的岩溶发育结构,如图 6 中的 A-B 点,因为天河板组中上部约 4 m 厚钙质泥页岩的弱透水层的存在,前期岩溶发育主要位于天河板组中上部,随着地壳不断抬升和弱透水层的不稳定分布,在部分地区构造裂隙能够贯穿该弱透水层,岩溶继续往下部发展,补给区落水洞的实地调查也显示岩溶发育深度超过 200 m,接近天河板组的底部.雨后,地下水暂时在裂隙和溶腔内储存,如图 6b 中的地下水水位

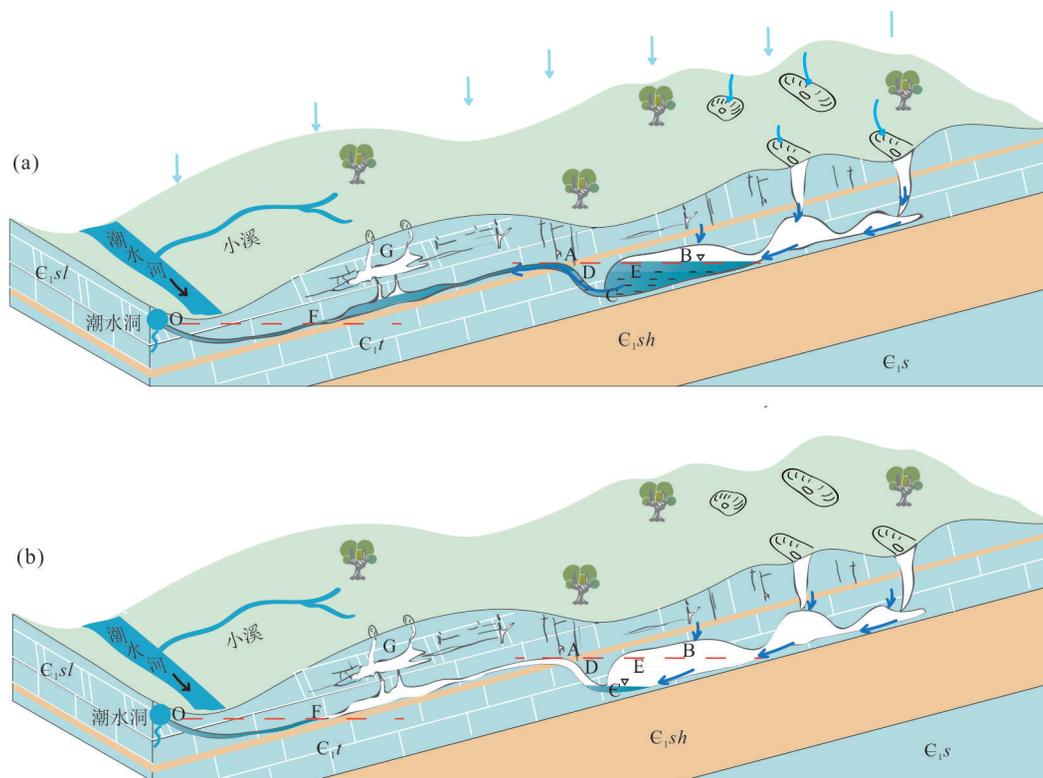


图 6 潮水洞岩溶水系统概念模型

Fig.6 The concept model of CSS

a. 间歇出流模式; b. 储水期模式

C点,低于虹吸管最高处A点,只能暂时在溶腔内储存,当溶腔内地下水水位升至B点时(图6a),虹吸效应可以自然发生,越过A点至O点排泄,在虹吸作用结束后,溶腔内水位会降至C点,随着裂隙中地下水的补给,溶腔水位逐渐抬升,如此循环形成了无雨期的动态特征。

5 结论

宜昌潮水洞岩溶水系统属于岩溶间歇泉类型。首先,本文基于野外长期水文—气象监测数据分析了潮水洞系统的水文动态特征和不同时期的水化学特征,在此基础上对间歇出流的地下水来源以及潮水洞岩溶水系统的调蓄能力进行了研究,最后提出了潮水洞岩溶水系统的概念模型,取得的认识有以下几点。

(1)潮水洞岩溶水系统的划分。潮水洞岩溶水系统在复杂的地质条件下形成了以管道为主的石龙洞组局部地下水系统和以虹吸管道为主的天河板组中间地下水系统。前者维持了潮水洞的基流过程,后者则是形成岩溶间歇泉的地质基础条件。

(2)岩溶间歇泉的动态特征。潮水洞岩溶水系统从动态特征上可分为雨期和无雨期两个不同时期,雨期反映了两个系统对降雨的响应过程,不同次降雨过程的动态特征规律基本一致。无雨期存在多个间歇出流的过程,且间隔周期具有一定线性规律。

(3)间歇出流地下水的来源及形成机制分析。依据 $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Ca}^{2+})$ 离子比值以及流量、水温、电导率动态特征作为识别地下水特征的依据,研究发现间歇出流的地下水主要来源于天河板组灰岩含水层,随着流量的不断增加,天河板组深循环的地下水比例不断增加至97%,而其基流主要由石龙洞组地下水维持,反映了虹吸结构对中间地下水系统水循环过程的控制,大多数时间虹吸管道及溶腔处于蓄水状态,当溶腔水位达到一定阈值后形成间歇出流。

(4)岩溶间歇泉系统的调蓄能力。潮水洞岩溶水系统的调蓄输出具有滞后的、非连续的特点,雨期地下水的排泄量评价只占总入渗补给量的55%,接近一半的地下水暂时储存起来在接下来的1—2月的无雨期间歇性的排泄,这对于缓解岩溶台地干旱缺水问题具有重要意义。

References

- Bakalowicz, M., 2005. Karst Groundwater: A Challenge for New Resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1):148—160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>
- Cheng, X., Wan, J.W., Huang, K., et al., 2019. Experimental Study on the Interference of Fluorescent Tracer. *Carsologica Sinica*, 38(5):795—803(in Chinese with English abstract).
- Han, Y.F., 2010. Unscrambling of Huangnidong Karstic Geyser Generation. *Coal Geology of China*, 22(Suppl.1):54—55, 59(in Chinese with English abstract).
- Jiang, Y., Zhou, Z.F., Tang, Y, T., et al., 2018. A Brief Analysis of the Hydrologic Process Variation Characteristics and Genesis of Chaojing Intermittent Spring. Collected Papers of Eco-Cultural Summit Forum on Chaojing in Changshun and Intermittent Karst Spring in Southern China, Guizhou, 5—11(in Chinese).
- Jiang, Z.C., Wang, R.J., Pei, J.G., et al., 2001. Epikarst Zone in South China and Its Regulation Function to Karst Water. *Carsologica Sinica*, 20(2):106—110(in Chinese with English abstract).
- Herman, E.K., Toran, L., White, W.B., 2009. Quantifying the Place of Karst Aquifers in the Groundwater to Surface Water Continuum: A Time Series Analysis Study of Storm Behavior in Pennsylvania Water Resources. *Journal of Hydrology*, 376(1—2):307—317. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.043>
- Hurwitz, S., Kumar, A., Taylor, R., et al., 2008. Climate-Induced Variations of Geyser Periodicity in Yellowstone National Park, USA. *Geology*, 36(6):451—454. <https://doi.org/10.1130/g24723a.1>
- Kalhor, K., Ghasemizadeh, R., Rajic, L., et al., 2019. Assessment of Groundwater Quality and Remediation in Karst Aquifers: A Review. *Groundwater for Sustainable Development*, 8: 104—121. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.10.004>
- Kansou, K., Bredeweg, B., 2014. Hypothesis Assessment with Qualitative Reasoning: Modelling the Fontestorbes Fountain. *Ecological Informatics*, 19:71—89. <https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2013.10.007>
- Karst Research Group, 1978. Karst Research of China. Science Press, Beijing.
- Long, X., Sun, Z.Y., Zhou, A.G., et al., 2015. Hydrogeochemical and Isotopic Evidence for Flow Paths of Karst Waters Collected in the Heshang Cave, Central China. *Journal of Earth Science*, 26(1): 149—156. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0522-2>
- Mangin, A., 1969. Etude Hydraulique du mécanisme d'inter-

- mittence de Fontestorbes (Bélesta, Ariège). *Ann. Spéol.*, 2(24):253—299.
- Somarathne, N., 2014. Characteristics of Point Recharge in Karst Aquifers. *Water*, 6(9):2782—2807.
- Rudolph, M.L., Manga, M., Hurwitz, S., et al., 2012. Mechanics of Old Faithful Geyser, Calistoga, California. *Geophysical Research Letters*, 39(24): L24308. <https://doi.org/10.1029/2012gl054012>
- Wang, Y., Luo, Z.H., Wu, Y., et al., 2019. Urbanization Factors of Groundwater Vulnerability Assessment in Karst Area: A Case Study of Shuicheng Basin. *Earth Science*, 44(9):2909—2919(in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.L., Zhou, Z.F., Xue, B.Q., et al., 2018. A Brief Analysis of the Characteristics and Influencing Factors of CO₂ Transformation in Water-Gas Process in Karst Spring under the Short Time Scale. Collected Papers of Eco-Cultural Summit Forum on Chaojing in Changshun and Intermittent Karst Spring in Southern China, Guizhou, 19—28(in Chinese).
- Williams, P.W., 1977. Hydrology of the Walkoropupu Springs: A Major Tidal Karst Resurgence in Northwest Nelson (New Zealand). *Journal of Hydrology*, 35(1—2):73—92. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(77\)90078-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(77)90078-6)
- Xue, B.Q., Zhou, Z.F., Wang, Y.L., et al., 2018. Chemical Characteristics and Genetic Analysis of Main Ions of Surface Karst Spring on Chaojing in Changshun. Collected Papers of Eco-Cultural Summit Forum on Chaojing in Changshun and Intermittent Karst Spring in Southern China, Guizhou, 29—35(in Chinese).
- Yang, Z.H., Song, X.Q., Su, W.C., 2019. Slope Runoff Process and Its Utilization Technology in Southwest Karst Area. *Earth Science*, 44(9): 2931—2943(in Chinese with English abstract).
- Yin, D.C., Luo, M.M., Zhang, L., et al., 2016. Methods of Calculating Recharge Coefficient of Precipitation Event Based on Spring Recession Analyses. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 43(3): 11—16(in Chinese with English abstract).
- Yuan, D.X., Jiang, Y.J., Shen, L.C., et al., 2016. The Modern Karstology. Science Press, Beijing(in Chinese).
- Zhang, R.Q., Zhou, H., Chen, Z.H., et al., 1991. The Systematic Analysis of Guozhuang Spring Karst-Water System in Shanxi. *Earth Science*, 16(1): 1—17(in Chinese with English abstract).
- Zou, C.J., 1993. Developing Regularity and Dynamic Model Test Study of Karst Tidal Spring. *Carsologica Sinica*, 12(2):133—141(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 程焱, 万军伟, 黄琨, 等, 2019. 荧光示踪剂的干扰实验研究. *中国岩溶*, 38(5):795—803.
- 韩玉福, 2010. 解读黄泥洞岩溶间歇泉的生成. *中国煤炭地质*, 22(增刊1):54—55, 59.
- 蒋翼, 周忠发, 汤云涛, 等, 2018. 潮井间歇泉水文过程变化特征及成因浅析. 贵州: 中国南方喀斯特间歇泉—长顺“潮井”生态文化高层论坛论文集, 5—11.
- 蒋忠诚, 王瑞江, 裴建国, 等, 2001. 我国南方表层岩溶带及其对岩溶水的调蓄功能. *中国岩溶*, 20(2):106—110.
- 汪炎林, 周忠发, 薛冰清, 等, 2018. 短时间尺度下岩溶泉水—气 CO₂ 转化特征及影响因素浅析. 贵州: 中国南方喀斯特间歇泉—长顺“潮井”生态文化高层论坛论文集, 19—28.
- 汪莹, 罗朝晖, 吴亚, 等, 2019. 岩溶地下水脆弱性评价的城镇化因子: 以水城盆地为例. *地球科学*, 44(9):2909—2919.
- 薛冰清, 周忠发, 汪炎林, 等, 2018. 长顺潮井表层岩溶泉水主要离子化学特征及成因分析. 贵州: 中国南方喀斯特间歇泉—长顺“潮井”生态文化高层论坛论文集, 29—35.
- 杨振华, 宋小庆, 苏维词, 2019. 西南喀斯特地区坡地产流过程及其利用技术. *地球科学*, 44(9):2931—2943.
- 尹德超, 罗明明, 张亮, 等, 2016. 基于流量衰减分析的次降水入渗补给系数计算方法. *水文地质工程地质*, 43(3): 11—16.
- 袁道先, 蒋勇军, 沈立成, 等, 2016. 现代岩溶学. 北京: 科学出版社.
- 张人权, 周宏, 陈植华, 等, 1991. 山西郭庄泉岩溶水系统分析. *地球科学*, 16(1):1—17.
- 邹成杰, 1993. 岩溶多潮泉发育规律研究. *中国岩溶*, 12(2): 133—141.