

龚效宇, 曾成, 何春, 等. 贵州乌江南源上游流域不同岩溶地貌单元的流量衰减分析[J]. 中国岩溶, 2020, 39(2): 154-163.  
DOI: 10. 11932/karst2020y22

# 贵州乌江南源上游流域不同岩溶地貌单元的流量衰减分析

龚效宇<sup>1,2</sup>, 曾成<sup>1,2</sup>, 何春<sup>1,2</sup>, 陈旺光<sup>1,2,3</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 桂林理工大学环境科学与工程学院, 广西 桂林 541004)

**摘要:**选取云南高原向贵州高原过渡地带上的乌江南源——贵州省三岔河上游流域作为研究对象,分别提取其流域内的花渔洞地下河流域与三塘地下河流域的地形指标,分析两者的流量衰减现状,并探讨了岩溶地表形态和岩溶含水介质结构之间的关系。结果显示:(1)花渔洞地下河流域的平均起伏度为73.2 m,可分为高起伏度的I区(均值122 m)和低起伏度的II区(均值64 m)两个区,其分别占整个流域面积的14.9%和85.1%;三塘地下河流域的平均起伏度为87.6 m,可分为高起伏度的I区(均值106 m)、中起伏度的II区(均值81 m)和低起伏度的III区(均值48 m)三个区,其分别占流域面积的40.2%, 49.7%和10.1%;(2)花渔洞地下河流域各阶段的衰减系数为0.000 3、0.000 1、0.000 06(0.5 h)<sup>-1</sup>,总蓄水量达2 199.356×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,各亚动态蓄水量分别占总蓄水量的0.1%, 9.9%、90.0%;三塘地下河流域各阶段的衰减系数为0.001、0.000 3、0.000 1(0.5 h)<sup>-1</sup>,总蓄水量为2 310.902×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,各亚动态蓄水量分别占总蓄水量的9.4%、30.8%、59.8%。这表明地面起伏度和衰减动态之间可能存在着关联性,即高起伏度对应岩溶发育强烈的管道流,低起伏度对应导水通道较小的裂隙、溶隙等含水层。

**关键词:**岩溶;地形指标;起伏度;流量衰减;三岔河

**中图分类号:**P931.5 **文献标识码:**A

**文章编号:**1001-4810(2020)02-0154-10 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



## 0 引言

中国南方岩溶水系统,多发育具有强烈非均质性和各向异性特征的多重岩溶含水介质<sup>[1-3]</sup>,调查这些岩溶含水层的水文地质特征、补给—径流—排泄关系和流域边界信息,以及含水层的动态行为和变异性的方法较多,主要有洞穴测绘、钻探、地球物理等直接或间接方法<sup>[4]</sup>,荧光素、微量元素、离子含量、同位素等示踪方法<sup>[5-6]</sup>,连续动态监测技术等<sup>[7]</sup>。基于动态监测技术的岩溶地下水流量衰减曲线分析可

能是目前认识岩溶含水层内部水文地质特征的一种比较有效的方法<sup>[6]</sup>,尽管该方法还存在着一定的问题<sup>[8]</sup>,但它依然被广泛应用于推求岩溶含水层水文地质参数的工作中<sup>[9]</sup>。

岩溶水、岩溶含水介质和岩溶地貌之间存在着密切的联系,共同形成了统一的岩溶系统<sup>[10]</sup>。为此,在现代岩溶研究中,凡涉及到岩溶水,常需要综合运用岩溶水地质学、岩溶地貌学和洞穴学的基本理论开展系统性研究<sup>[11-12]</sup>。前人根据W. M. 戴维斯地貌发展理论,研究了处于不同岩溶地貌演化阶段相应岩溶含水层的特性,依次从漏斗与洼地发育的幼

基金项目:国家自然科学基金联合基金项目“喀斯特筑坝河流水安全与调控对策”(U1612441)

第一作者简介:龚效宇(1994—),女,硕士研究生,研究方向为岩溶水文地质。E-mail: 15387497230@163.com。

通信作者:曾成(1979—),男,副研究员,主要从事岩溶水文地质研究。E-mail: zcchampion@qq.com。

收稿日期:2019-07-22

年期、峰丛洼地的早壮年期、峰林盆地的晚壮年期,到准平原化的老年期,分别发育有不均匀孔隙—裂隙、不均匀裂隙—溶隙—管道、管道—均匀溶隙、均匀溶蚀裂隙等岩溶含水介质,在区域尺度上显示出不同岩溶地貌与岩溶含水介质特征是岩溶发育过程中外在和内在特征的反映<sup>[13]</sup>。在湿润热带与亚热带岩溶水系统中,伴随着逐渐远离排泄基准面的过程,流域内依次呈现岩溶准平原、峰林盆地和峰丛洼地的岩溶地貌,显示出显著的水平分带特征<sup>[14]</sup>。与上述岩溶水系统中岩溶地貌的水平分带相适应,其下部岩溶含水介质的特性也可能会产生相应的规律性变化。为此,通过对岩溶地下水流量的衰减分析,推求岩溶水系统的含水介质特征,并进一步研究这些特征与岩溶地貌之间的定量或半定量关系,显然具有重要的科学意义。但是,目前这方面的研究报道还比较少。

贵州省碳酸盐岩出露面积广泛,自中新世以来的间歇性抬升,形成了大娄山期和山盆期二级夷平面,并在此基础上叠加了后来乌江期形成的深切峡谷,为岩溶的进一步发育提供了充足的水动力条件,

形成的岩溶地貌类型较为齐全,并且具有向深性发育和叠置发育的特征<sup>[15]</sup>。这为岩溶地貌与含水介质之间关系的研究提供了区位优势。为了更好地了解地表岩溶发育与地下含水层特征之间的联系,本文选取贵州省三岔河流域内气象条件和植被覆盖情况无较大差异的两个岩溶水系统,分析这两个岩溶水系统的地形指标与含水层特征之间的关系,以期为研究湿润亚热带岩溶水系统的地貌和含水介质特征之间的关系提供参考。

## 1 研究区概况

### 1.1 自然地理状况

研究区所在的三岔河流域位于贵州省西部,地跨云南和贵州中部两大高原面(图 1)。三岔河属于乌江南源,发源于贵州省西部乌蒙山东麓威宁县,流域面积达 7 264 km<sup>2</sup><sup>[16]</sup>,流向自西向东。其流域地势西北高、东南低,海拔从 2 000 m 下降到 1 100 m,其南部紧邻北盘江流域,多年平均气温在 12 ~ 16 °C,年均降水量达 1 300 mm<sup>[17]</sup>。

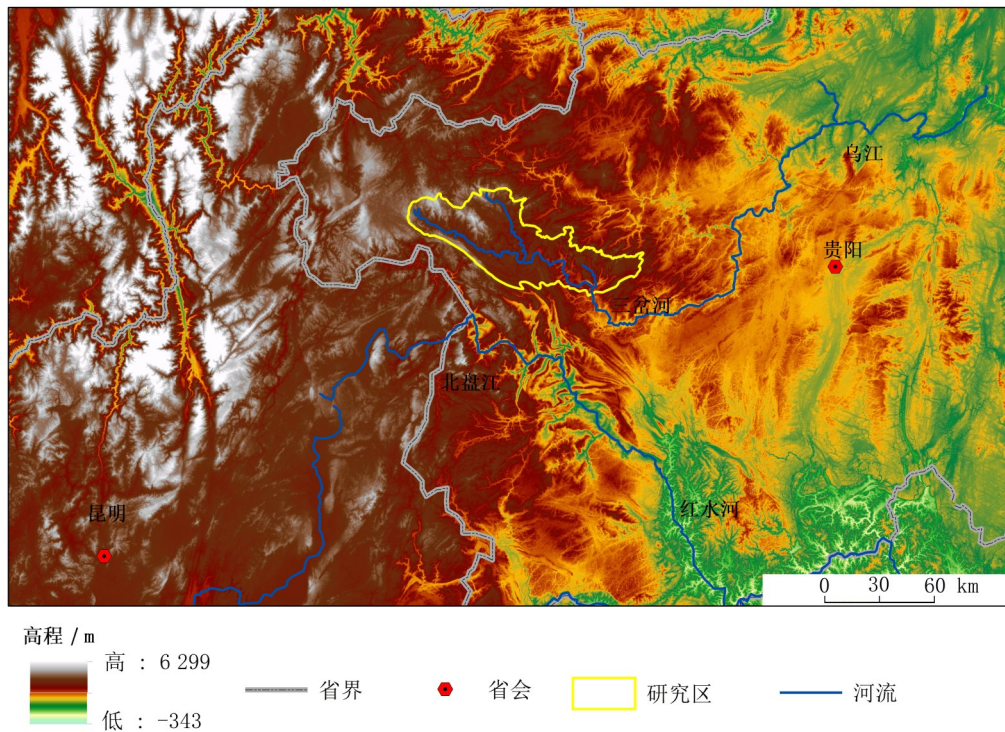


图 1 三岔河流域所在区域的数字高程图

Fig. 1 Digital elevation map of Sanchahe river watershed

三岔河流域内碳酸盐岩广泛出露,为岩溶的发育提供了较好的物质基础。地质构造导致流域内水

系基本沿褶皱和断层发育,在自西向东掀斜上升并伴以局部断块上升和褶皱断层继续加强的新构造运



动控制下,地形强烈切割,地势起伏度增大,地貌发育复杂及类型多样,按成因和组合形态特征,可将三岔河流域大体分为盘县—威宁岩溶峰丛区,黔中—黔西南岩溶峰林区<sup>[17-18]</sup>。其中,花渔洞岩溶水系统位

于三岔河流域上游,属于盘县—威宁岩溶峰丛区;三塘岩溶水系统位于三岔河中游,属于黔中—黔西南岩溶峰林区(图2)。

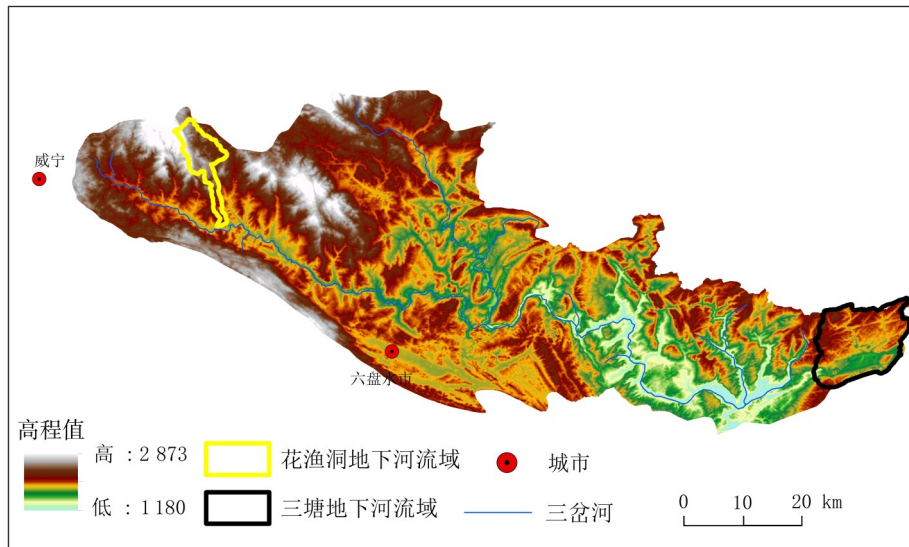


图2 花渔洞和三塘岩溶水系统在三岔河中上游流域中的位置

Fig. 2 Location of Huayudong and Santang karst underground river systems in the middle and upper reaches of the Sanchahe river

三岔河上游段(花渔洞岩溶水系统所在区域)主要为侵蚀形成的浅切割和中等切割山地,以及溶蚀形成的峰丛洼地和残丘波地,河谷形态以宽谷为主,属于未受到乌江溯源侵蚀影响的区域,较好地保留了大娄山期 and 山盆期第一亚期的岩溶特征;而三岔河中游区(三塘岩溶水系统所在区域)以高原面上的峰林谷地—盆地、峰丛洼地为主要地貌景观,峡谷深切其中。高原面上的石峰以锥状为主,在分水岭地带主要发育溶丘洼地和残丘坡地等地貌<sup>[17]</sup>。

## 1.2 水文地质条件

### 1.2.1 花渔洞地下河水文地质条件

花渔洞地下河出口位于威宁县东风镇梯田村,海拔约1765 m。地下河干流长度约17 km,流域面积达55.67 km<sup>2</sup>。属湿润亚热带季风气候,年降雨量为926 mm,年平均气温为11.1℃。

花渔洞地下河出口位于该流域的最南端,出露于三岔河上游河段——大河左岸,并以此作为其侵蚀基准面。本地下河系统可分为南北两个部分,北部为主要补给区,南部为狭长的岩溶水径流带(图3b)。北部补给区内出露的地层主要有石炭系下统摆佐组( $C_1b$ )石灰岩与白云岩、中统黄龙群( $C_2hn$ )石

灰岩和白云岩、上统马平群( $C_3mp$ )灰岩夹泥灰岩,二叠系下统梁山组( $P_1l$ )砂页岩夹层、栖霞组( $P_1q$ )和茅口组( $P_1m$ )的夹燧石灰岩。区内以碳酸盐岩地层为主,形成了富水性较好的岩溶含水层。南部岩溶水径流带发育于狭长状的二叠系下统栖霞与茅口组( $P_1q-m$ )燧石灰岩条带内。该径流带由其两侧的二叠系上统峨眉山玄武岩组( $P_2\beta$ )夹持形成,带内发育的NNW向的断裂为岩溶主管道的形成提供了构造条件<sup>[19]</sup>。

在水文水化学监测期间,花渔洞地下河出口流量变化为0.18~1.68 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>,最大流量出现在7月,最枯流量出现在12月,泉水类型为HCO<sub>3</sub>-Ca型,阳离子以Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>为主,阴离子以HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>为主,pH为7.59,平均水温为14.49℃,平均电导率为336.95 μs·cm<sup>-1</sup>(表1)。

### 1.2.2 三塘地下河水文地质条件

三塘地下河出露于织金县三塘镇落处村,地下河出口海拔约1418 m。干流全长约20 km,流域面积达160.39 km<sup>2</sup>。属湿润亚热带季风气候,年降雨量为1436 mm,年平均气温为14.1℃。

三塘地下河流域内出露的地层主要为三叠系下统夜郎组( $T_1y$ )泥岩、砂岩与石灰岩,大冶组( $T_1d$ )石

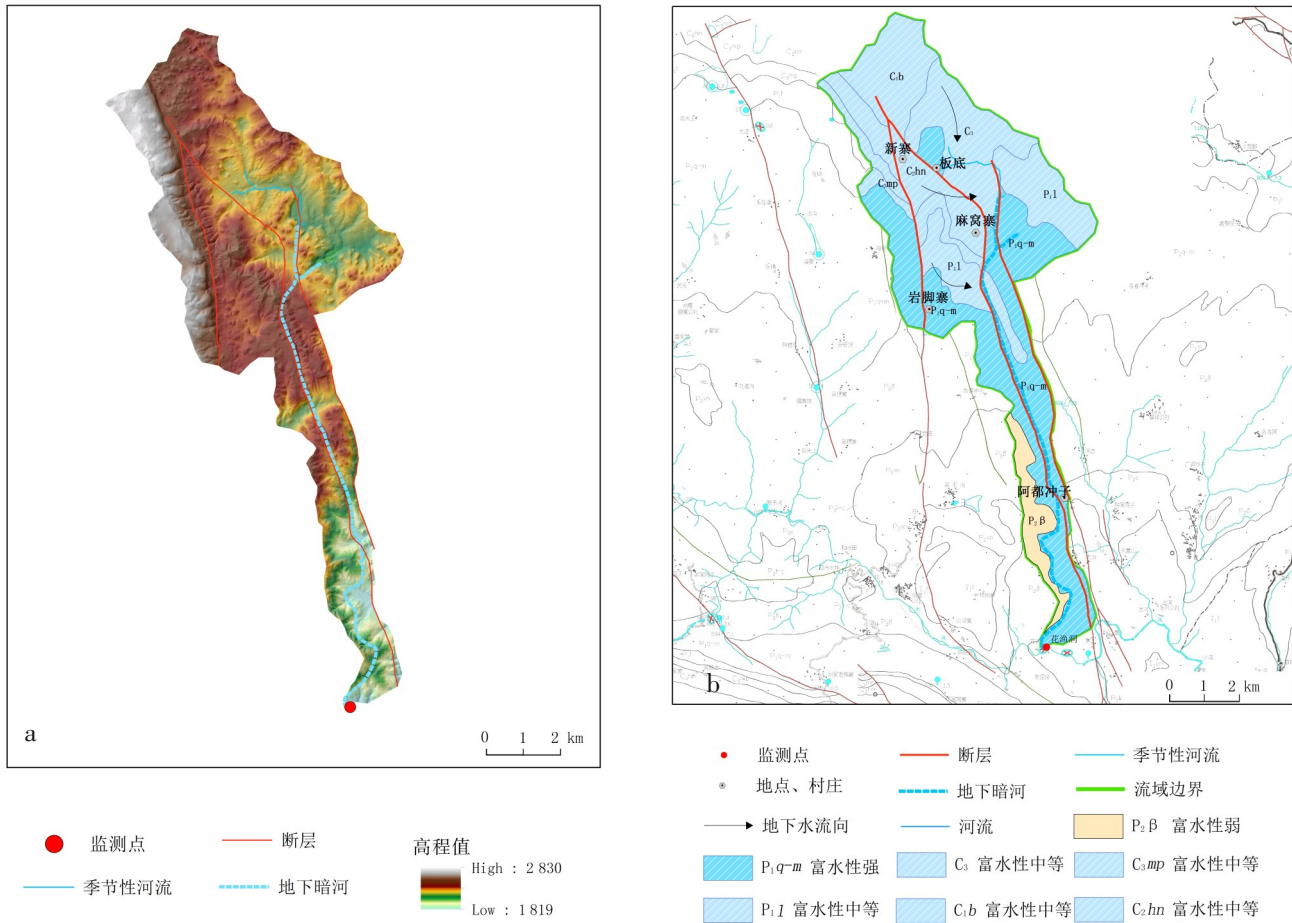


图 3 花渔洞地下河系统的水文地质简图

Fig. 3 Hydrogeological sketch of the Huayudong underground river system

表 1 花渔洞和三塘地下河出口的水化学参数年均统计值

Table 1 Average annual statistical values of physicochemical parameters of groundwater at the outlets of Huayudong and Santang underground rivers

地下河	样本数 (n)	pH	温度	EC	TDS	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>
			°C	μs·cm <sup>-1</sup>	×10 <sup>-6</sup>							
花渔洞	24	7.59	14.49	336.95	170.04	0.60	59.80	1.11	4.50	137.76	42.17	1.22
三塘	20	7.94	14.82	322.92	160.50	1.68	48.21	7.84	3.58	126.27	39.72	2.47

灰岩及少量泥灰岩,永宁镇组(T<sub>1yn</sub>)白云质石灰岩。流域北侧和东南侧分布有少量的二叠系上统(P<sub>2</sub>)泥岩和砂岩(图4b)。地下河系发育于三塘向斜内的永宁镇组中厚层白云质灰岩中,受宽缓的向斜构造控制,地下河呈树枝状展布。主流沿三塘向斜轴部发育,向SW倾伏方向流动,支流由向斜两翼向轴部汇流。总体上,地下河系的延伸方向追踪大型节理系发育<sup>[20]</sup>。

水文水化学自动监测期间,三塘地下河流量变化为0.3~14 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>,泉水类型为HCO<sub>3</sub>-Ca型,阳离子

以Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>为主,阴离子以HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>为主,pH为7.94,平均水温为14.82 °C,平均电导率为322.92 μs·cm<sup>-1</sup>(表1)。

## 2 研究方法

本文基于ArcGIS10.2软件平台,在建立1:1万DEM数字高程模型的基础上,提取了这两个流域的高程和起伏度两个指标,以此对比分析这两个流域的地貌发育情况。流量及降雨数据则通过在地下河

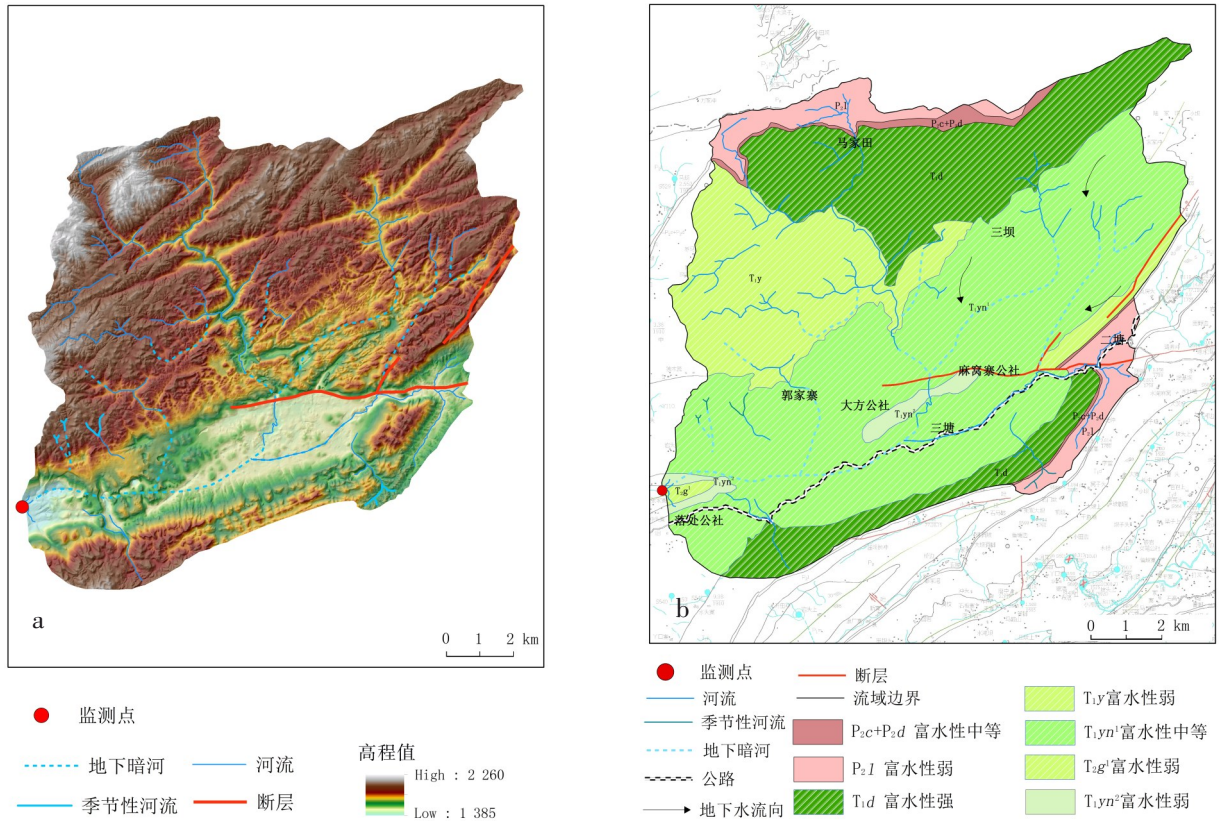


图4 三塘地下河系统的水文地质简图

Fig. 4 Hydrogeological sketch of the Santang underground river system

出口安放的CR200X数据采集器集成的多参数水文水化学自动记录仪获取,记录间隔为30min,水位分辨率为0.01m。选取雨季最后一场降雨进行基流衰减分析,采取分段指数函数拟合枯季两个岩溶水系统的流量衰减,其基本公式<sup>[21]</sup>如下:

$$Q = \begin{cases} Q_{01}e^{-\alpha_1 t} & (0 < t \leq t_1) \\ Q_{02}e^{-\alpha_2 t} & (t_1 < t \leq t_2) \\ Q_{03}e^{-\alpha_3 t} & (t_2 < t \leq t_3) \end{cases} \quad (1)$$

$$\alpha = \frac{\lg Q_{i-1} - \lg Q_i}{0.4343(t_i - t_{i-1})} \quad (2)$$

式中: $Q_0$ 为各衰减亚期的初始流量; $\alpha$ 为相应衰减亚期的衰减系数; $Q_i$ 为第*i*+1衰减期初始时刻流量; $t_i$ 为第*i*衰减期结束时间。

通过流量衰减方程,可计算出各类含水介质的岩溶蓄水量,计算公式为:

$$V_1 = \int_0^{t_1} (Q_{01}e^{-\alpha_1 t} - Q_{02}e^{-\alpha_2 t}) dt \quad (3)$$

$$V_2 = \int_0^{t_2} (Q_{02}e^{-\alpha_2 t} - Q_{03}e^{-\alpha_3 t}) dt \quad (4)$$

$$V_3 = \int_0^{\infty} (Q_{03}e^{-\alpha_3 t}) dt \quad (5)$$

$$V_0 = V_1 + V_2 + V_3 \quad (6)$$

$$K_i = \frac{V_i}{V_0} \times 100\% \quad (7)$$

式中: $V_i$ ( $i = 1, 2, 3$ )为第一、第二、第三衰减动态的储水量; $V_0$ 为总储水量; $K_i$ 为各阶段岩溶含水层储水量与总储水量的比值。

### 3 结果与分析

#### 3.1 地形指标的量化

地形特征参数主要有高程、高程变异系数、坡度、起伏度、地表切割深度和地表粗糙度等指标,这些地形指标可在计算机上通过数字地形分析技术获得,它们同时也是岩溶地貌类型自动提取研究中的常用参数<sup>[22-23]</sup>。其中,高程是地貌形态最基本的地形因子之一,它的大小直接反应了地貌实体的高低起伏状况<sup>[24]</sup>,是各种地形地貌表现的最基础形式,反应了地貌总能量的大小。地形起伏度则是反应一定区域内地表起伏状况的宏观地形因子,它是指给定区域内的最大高程与最小高程之差<sup>[25]</sup>。

在岩溶洞穴的空间分布预测中,水文网、阶地与剥蚀夷平面对比和洼地分析等经典方法<sup>[26]</sup>,主要是



基于高程和相对起伏度数据开展的。并且相对起伏度指标常被用来划分岩溶盆地、溶丘洼地和峰丛洼地等岩溶地貌类型<sup>[27]</sup>。选用适当的区域分析窗口面积,能较好地对峰丛洼地的峰洼高差进行计量,并且较为客观地划分岩溶地貌类型。在此,本研究将选取相对起伏度作为地形特征参数,结合岩溶形态组合特征,分析地下河流域内的地表岩溶发育情况,并在此基础上提取相对起伏度指标进行地貌统计分析。

### 3.2 相对起伏度状况

相对起伏度是一定区域内地形起伏的宏观定量地形因子,在一定程度上可反映地貌的类型及其演化程度。要准确提取地形相对起伏度的关键在于确定最佳的统计单元<sup>[28]</sup>,通过反复实验<sup>[29]</sup>,最终将最佳统计单元的面积确定为 0.39 km<sup>2</sup>。提取得到的花渔洞和三塘地下河流域的相对起伏度情况如图 5 所示。

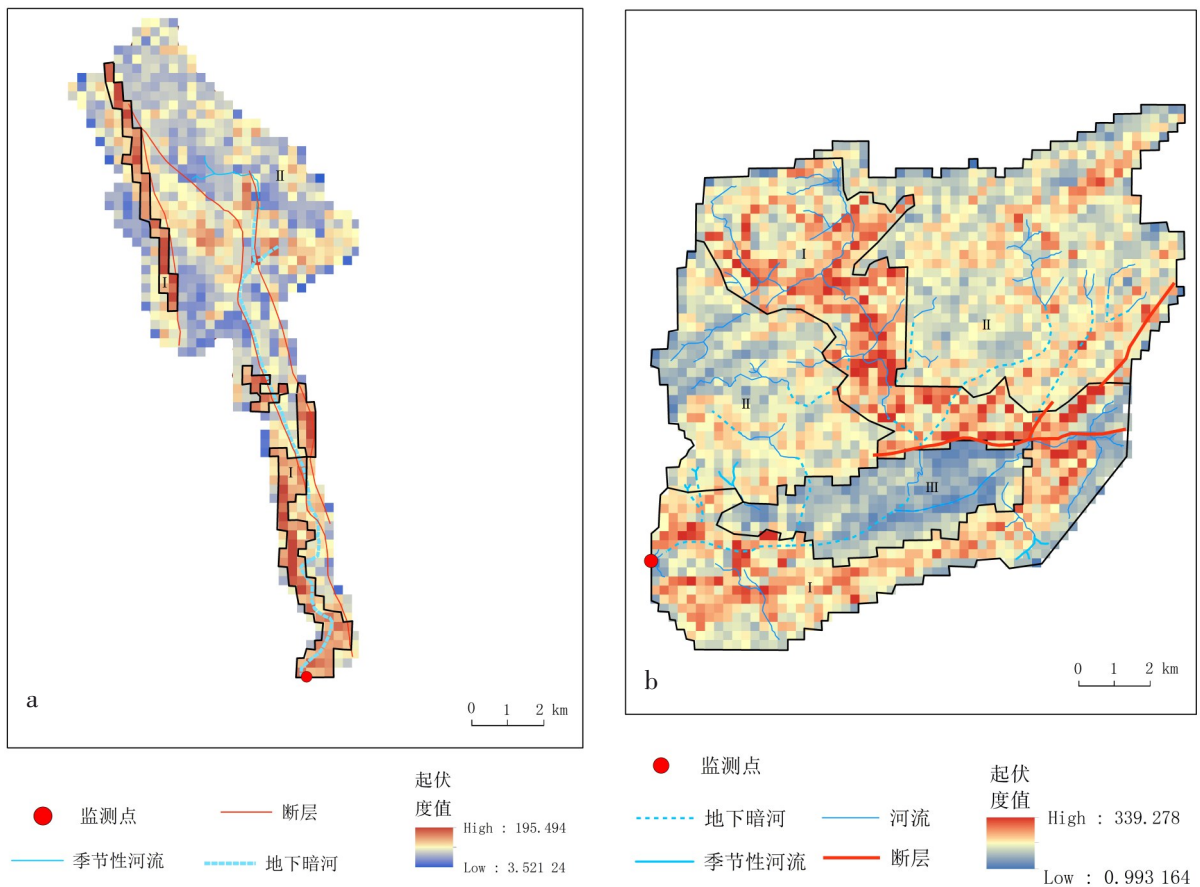


图5 研究区的相对起伏度栅格点图(a. 花渔洞地下河, b. 三塘地下河)

Fig. 5 Grid nodes of relative relief in the study area (a. Huayudong underground river, b. Santang underground river)

据统计,花渔洞地下河流域的相对起伏度范围在 3.5~195.5 m 之间,平均值为 73.2 m;而三塘地下河流域的相对起伏度范围变化较大,在 0.9~339.3 m 之间,平均值为 87.6 m。相对于三塘地下河,花渔洞地下河流域内的地形起伏明显较小,整体差异性不显著,且相对起伏度栅格在流域上的分布较为均匀(除了北部补给区的西部边界附近和南部径流带)。导致这两个地下河流域相对起伏度呈现差异性的原因是:花渔洞地下河流域地处云南高原面向东部贵州高原面的过渡地带,发育山盆期第一亚期的夷平

面,在其补给区的中东部主要为溶丘一盆地,而在西部主要为溶丘一洼地,显示出晚壮年期的岩溶组合地貌特征(图 3a)。而三塘地下河处于山盆期第二亚期的夷平面,流域南部发育有长条状的溶丘一盆地,而在中北部的大部区域主要发育峰丛一洼地、峰丛一谷地,显示出岩溶地貌回春的特点(图 4a)。

由图 5 可知,三塘地下河流域的相对起伏度可明显被分为三个亚区,相对起伏度最高的区域分布在河流两岸和流域的南西角(I 区),起伏度最低的分布在地下暗河发育的中部区域(III 区),流域的西部

和北东部相对起伏度中等(Ⅱ区)。而花渔洞地下河流域的相对起伏度整体上分布较为均匀,起伏度较大的区域仅出现于流域补给区的西侧,并且呈条带状分布,面积不大,而下游径流区的起伏度相对较大,这是由岩性的差异所致。这两个流域的相对起伏度分布面积统计如表2所示。

表2 相对起伏度统计

Table 2 Statistics of relative relief

地下河名称	花渔洞地下河		三塘地下河		
相对起伏度均值/m	73.2		87.6		
亚区编号	I	II	I	II	III
相对起伏度均值/m	122	64	106	81	48
面积/km <sup>2</sup>	8.3	47.4	64.6	79.7	16.1
占比/%	14.9	85.1	40.2	49.7	10.1

由表2可知,花渔洞地下河流域Ⅰ区的平均起伏度大于三塘,但其分布面积小,仅占整个流域面积的14.9%,Ⅱ区的相对起伏度均值为64 m,占整个流域面积的85.1%。三塘地下河流域Ⅰ区平均起伏度为106 m,占流域总面积的比例竟达40.2%,Ⅱ区平均起伏度为81 m,占流域面积的49.7%,Ⅲ区平均起伏度为48 m,仅占整个面积的10.1%。

### 3.3 地下河流量

#### 3.3.1 流量监测结果

在2018年6月-2019年6月对花渔洞和三塘地下河进行同步水文监测。监测结果(图6)显示:花渔洞地下河流域的降雨主要集中在5-10月,占全年降雨的86%;监测期内最大流量达 $1.68 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,出现于7月期间,进入枯水期后,流量基本稳定在 $0.4 \sim 0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;洪峰滞后于降雨约56 h,且不是所有降雨都能引起流量的波动,只有当雨强超过 $11 \text{ mm} \cdot (0.5 \text{ h})^{-1}$ 时才能引起明显的流量变化。三塘地下河流域进入雨季的时间比花渔洞地下河流域早,其降雨主要集中在4-10月,最大流量可达 $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,枯季流量稳定在 $0.7 \sim 1.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,而三塘地下河流量对降雨的响应要比花渔洞地下河敏感,当雨强大于 $5.5 \text{ mm} \cdot (0.5 \text{ h})^{-1}$ 即可见流量的明显波动,洪峰滞后降雨25 h,比花渔洞地下河快一倍。

从这两个地下河的降雨流量过程线可知,花渔洞地下河的流量曲线只有在遇到强降雨(降雨强度大于 $13 \text{ mm} \cdot (0.5 \text{ h})^{-1}$ 时才呈现陡涨陡落的变化趋势,当降雨强度小于 $5.5 \text{ mm} \cdot (0.5 \text{ h})^{-1}$ 时,几乎不引起流量的明显波动;而三塘地下河的流量曲线主要呈现陡涨陡落的形态,且只要降雨强度大于 $1 \text{ mm} \cdot (0.5 \text{ h})^{-1}$ 都能看到流量的波动。

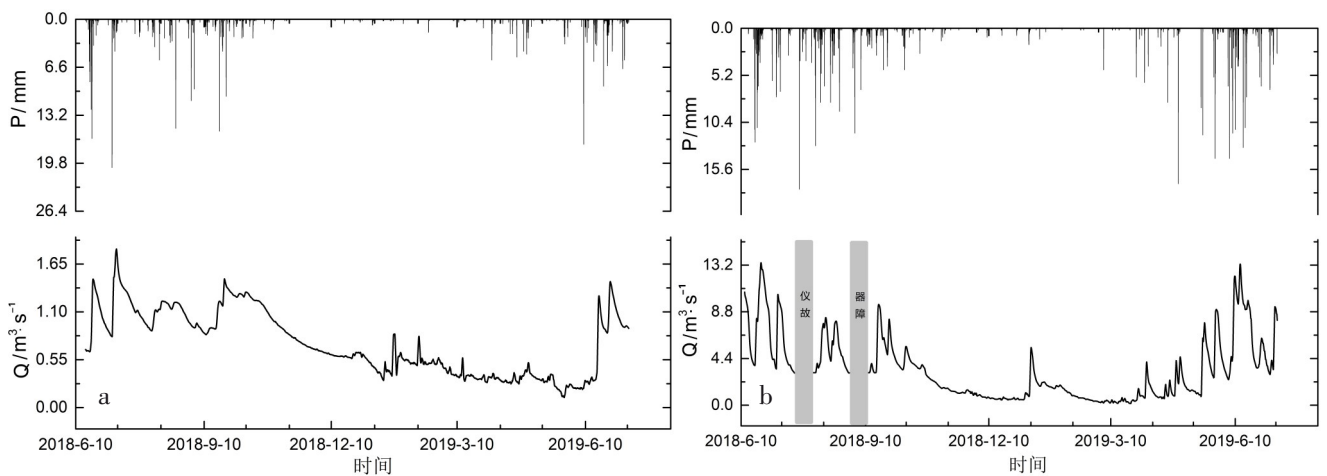


图6 降雨—流量变化曲线(a.花渔洞地下河,b.三塘地下河)

Fig. 6 Variation curves of rainfall and flow (a. Huayudong underground river, b. Santang underground river)

#### 3.3.2 流量衰减分析

岩溶水的流量衰减曲线可分为暴雨衰减曲线和基流衰减曲线两部分,其中基流衰减曲线可反映岩溶含水介质的空隙结构特征。水文自动监测数据显

示,花渔洞地下河在2018年9月23日有一场强降雨,6 h最大降雨量达26.2 mm,三塘地下河在2018年9月25日发生降雨过程,6 h最大降雨量达28 mm,此后这两个地下河系统开始进入枯水期,一直持续到

12月底都没有产生有效降雨。由此,可认为枯水期内地下河排泄的岩溶水全部来自于含水层内的地下

水,对这两条地下河在这一时段的流量分别进行衰减曲线分析,结果如图7所示。

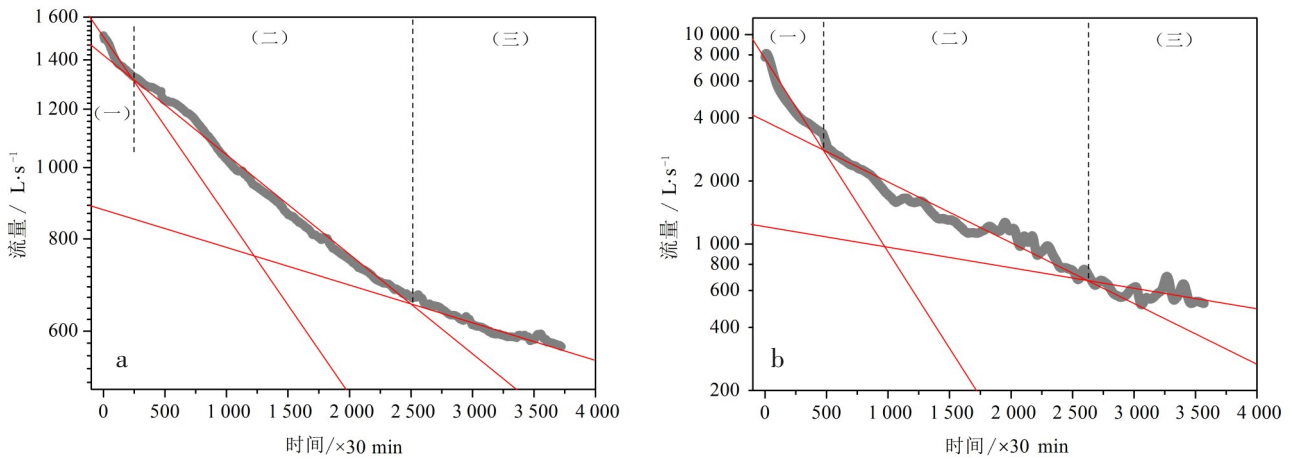


图7 流量衰减曲线(a. 花渔洞地下河, b. 三塘地下河)

Fig. 7 Flow recession curves (a. Huayudong underground river, b. Santang underground river)

花渔洞地下河流量衰减方程:

$$Q = \begin{cases} 1510.1e^{-0.0003t} & r^2 = 0.9869 \quad (0 < t \leq 120) \\ 1375.7e^{-0.0001t} & r^2 = 0.9949 \quad (120 < t \leq 2425) \\ 659.6e^{-0.00006t} & r^2 = 0.7909 \quad (2425 < t < +\infty) \end{cases} \quad (t, 0.5h)$$

三塘地下河流量衰减方程:

$$Q = \begin{cases} 8026.8e^{-0.001t} & r^2 = 0.9403 \quad (0 < t \leq 366) \\ 3623.6e^{-0.0003t} & r^2 = 0.9305 \quad (366 < t \leq 2370) \\ 767.5e^{-0.0001t} & r^2 = 0.6208 \quad (2370 < t \leq +\infty) \end{cases} \quad (t, 0.5h)$$

由图7可知,这两条地下河的流量均呈现出三段指数式衰减。花渔洞地下河的第一亚动态不明显,第一亚动态仅持续了60h,大部分处于第二、三亚动态,而三塘地下河的三段式衰减较为明显。从衰减系数来看,三塘地下河各阶段的衰减系数分别是花渔洞的3.3、3.0和1.6倍。从流量衰减分析的结果(表3)来看,花渔洞地下河第一亚动态持续时间短,并且第二亚动态的储水量占比(9.9%)也较低,原因可能主要是该地下河含水介质中的大型岩溶管道和张开性的溶蚀裂隙发育较少,而以细小溶蚀裂隙为主。三塘地下河的第一、二、三亚动态的储水量占比分别为9.4%、30.8%和59.8%,表明岩溶含水层中的大型岩溶管道和张开性溶蚀裂隙发育相对较多。

花渔洞地下河属于晚壮年期岩溶系统,而三塘地下河属于岩溶地貌回春期。花渔洞地下河流域内相对起伏度较低的II区占比为85.1%,其下可能发育

有接近老年期的均匀溶蚀裂隙含水介质,且该面积比例值与第三亚动态的储水量占比(90.0%)相近。三塘地下河流域内相对起伏度较高的I区面积占比为40.2%,该面积比例与本地下河第一和第二两个亚动态所对应储水量的占比40.2%一致。经初步分析,这两个岩溶地下河流域的地表相对起伏度情况与不同级次的岩溶含水介质储水量之间可能存在着一定的数量关系。

全排型的集中式排泄岩溶水系统,其流量衰减的影响因素是多方面的,例如,流域形状、裂隙发育和表层岩溶带溢流等情况都会对衰减规律产生干扰,但是衰减过程的主控因素仍应是岩溶含水介质结构。从岩溶流域的尺度来看,流域内不同岩溶地貌单元是碳酸盐岩地块对水动力条件的适应性演化结果,各地貌单元内部的岩溶含水介质结构也各具特点,综合形成了地表起伏度情况与不同级次的岩溶含水介质储水量之间的数量关系表象。



表3 流量衰减参数统计

Table 3 Statistics of flow attenuation parameters

岩溶含水系统	亚动态	衰减系数/ (0.5 h) <sup>-1</sup>	岩溶水储存量/m <sup>3</sup>	亚动态占总储水量的比例/%	总蓄水量/10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>
花渔洞地下河	1	0.000 3	25 000	0.1	2 199.356
	2	0.000 1	2 180 560	9.9	
	3	0.000 06	19 788 000	90.0	
三塘地下河	1	0.001	2 167 510	9.4	2 310.902
	2	0.000 3	7 126 510	30.8	
	3	0.000 1	13 815 000	59.8	

## 4 结 论

(1)花渔洞地下河流域平均海拔在2 306 m,平均起伏度为73.24 m,高起伏度的Ⅰ区(均值122 m)和低起伏度的Ⅱ区(均值64 m)分别占整个流域面积的14.9%和85.1%;三塘地下河流域平均海拔在1 880 m,平均起伏度为87.63 m,高起伏度Ⅰ区(均值106 m)、中起伏度Ⅱ区(均值81 m)和低起伏度Ⅲ区(均值48 m)分别占流域面积的40.3%、49.7%和10.1%;

(2)花渔洞地下河系统总蓄水量达2 199.356×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,各亚动态蓄水量分别占总蓄水量的0.1%、9.9%、90.0%;三塘地下河系统总蓄水量达2 310.902×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,各亚动态蓄水量分别占总蓄水量的9.4%、30.8%、59.8%。

(3)地下河流域的地表相对起伏度情况与不同级次的岩溶含水介质储水量之间存在一定的数量关系,即花渔洞地下河系统第一、二亚动态所对应蓄水量的占比合计10.0%,与相对起伏度较高区域占流域总面积的比例14.9%相近;三塘地下河系统第一、二亚动态所对应蓄水量的占比为40.2%,同样与相对起伏度较高区域占流域总面积的比例值40.2%一致。

## 参考文献

- [1] 姜光辉,郭芳.我国西南岩溶区表层岩溶带的水文动态分析[J].水文地质工程地质,2009,26(5):89-93.
- [2] 田娟,董贵明,束龙仓.孔隙-管道型西南岩溶地下河系统参数与流量衰减系数关系的数值试验研究[J].水文地质工程地质,2013,40(2):13-18.
- [3] Kovács A, Perrochet P, Király L, et al. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis [J]. Journal of Hydrology, 2005, 303 (1-4) : 152-164.
- [4] Worthington S R H. Characteristics of channel networks in unconfined carbonate aquifers[J]. Bulletin, 2015, 127(5-6): 759-769.
- [5] Käss W, Behrens H, Himmelsbach T, et al. Tracing technique in geohydrology [J]. Chemical Geology, 1998, 175 (3) : 779-780.
- [6] Goldscheider N, Drew D (Eds.). Methods in Karst Hydrogeology. IAH: International Contributions to Hydrogeology, 26 [M]. Crc Press, 2007: 264-265.
- [7] Shuster E T, White W B. Seasonal fluctuations in the chemistry of lime-stone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers [J]. Journal of hydrology, 1971, 14 (2) : 93-128.
- [8] 梁日胜, 曾成, 闫志为, 等. 贵州印江朗溪岩溶槽谷龙洞湾泉流量衰减分析[J]. 中国岩溶, 2019, 38(1): 1-8.
- [9] 赵良杰, 夏日元, 易连兴, 等. 基于流量衰减曲线的岩溶含水层水文地质参数推求方法[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2015, 45(6): 1817-1821.
- [10] 韩行瑞. 岩溶水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2015: 6-9.
- [11] Goldscheider N, Drew D. Methods in Karst Hydrogeology [M]. AK Leiden, The Netherlands: Taylor & Francis, 2007: 9-25.
- [12] 陈宏峰, 何愿译. 岩溶水文地质学方法[M]. 北京: 科学出版社, 2017: 10-21.
- [13] 宋林华. 喀斯特地貌演化与喀斯特含水层特性[J]. 地理研究, 1986, 5(4): 68-77.
- [14] 周训, 胡伏生, 何江涛, 等. 地下水科学概论[M]. 北京: 地质出版社, 2009.
- [15] 贵州省地方志编纂委员会. 贵州省志—地理志[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1988: 710-727.
- [16] 焦树林, 罗福家, 梁虹, 等. 乌江源区阳长流域化学侵蚀作用的碳汇效应[J]. 水土保持学报, 2012, 26(5): 44-47.
- [17] 李兴中. 晚新生代贵州高原喀斯特地貌演进及其影响因素[J]. 贵州地质, 2001, 18(1): 29-36.
- [18] 李宗发. 贵州喀斯特地貌分区[J]. 贵州地质, 2011, 28(3): 177-181.
- [19] 韩中丰, 王朝明, 田数耕, 等. 1: 20万区域水文地质普查报告(威宁幅)[R]. 1978: 7-20.
- [20] 金占省, 任建国, 袁德修, 等. 1: 20万区域水文地质普查报告(安顺幅)[R]. 1979: 5-27.
- [21] 黄敬熙. 流量衰减方程及其应用: 以洛塔岩溶盆地为例[J]. 中国岩溶, 1982, 1(2): 118-126.

- [22] 钟玲敏.川东高陡背斜区岩溶空间分异特征及评价系统构建研究[D].成都:成都理工大学,2018:61-70.
- [23] 沈丹.贵州省三岔河流域地貌研究[D].贵阳:贵州师范大学,2019:17-24.
- [24] 李钜章.中国地貌基本形态划分的探讨[J].地理研究,1987,6(2):32-39.
- [25] 孙兰,周德全.基于GIS的喀斯特小区域地貌分区:以贵州省贵阳市为例[J].贵阳学院学报(自然科学版),2018,13(3):54-61.
- [26] 铁道部第二勘测设计院.岩溶工程地质[M].北京:中国铁道出版社,1984:82-93.
- [27] 李玉辉,丁智强,吴晓月.基于Strahler面积-高程分析的云南石林县域喀斯特地貌演化的量化研究[J].地理学报,2018,73(5):973-985.
- [28] 郎玲玲,程维明,朱启疆,等.多尺度DEM提取地势起伏度的对比分析:以福建低山丘陵区为例[J].地球信息科学学报,2007,9(6):1-6.
- [29] 杨艳林,邵长生.长江中游地形起伏度分析研究[J].人民长江,2018,49(2):51-55.

## Flow recession analysis of karst underground river basins in different karst geomorphic units in the upper reaches of the south source of the Wujiang river, Guizhou Province

GONG Xiaoyu<sup>1,2</sup>, ZENG Cheng<sup>1,2</sup>, HE Chun<sup>1,2</sup>, CHEN Wangguang<sup>1,2,3</sup>

(1.State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang, Guizhou 550081, China; 2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3.College of Environmental Science and Engineering, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi 541004, China)

**Abstract** The Sanchahe river basin is located in the transition zone from the Yunnan plateau to the Guizhou Plateau, which is the south tributary of the Wujiang river. The total area of the basin is 7,264 km<sup>2</sup>, where elevation drops from 2,000 m to 1,100 m. This basin hosts many multi-phase karst and diverse landforms. Within this basin, the Huayudong sub-underground river basin and the Santang sub-underground river basin are located in the karst peak-cluster region of Panxian-Weining and the karst peak forest region of central-southwest Guizhou, respectively, possessing different karst development characteristics. To investigate the relationship between karst surface morphology and structure of karst water-bearing medium, this work uses the topographic indexes (elevation and relief) of the two basins to compare and analyze their geomorphologic development features, and determine structural characteristics of the water bearing medium in the two basins by the flow recession analysis based on interval exponential function. Results show that, (1) The Huayudong underground river basin has an average elevation of 2,306 m and an average relief of 73.2 m. It can be divided into two areas: high relief area I (mean 122 m) and low relief area II (mean 64 m), which account for 14.9% and 85.1% of the whole basin area, respectively. The Santang underground river basin has an average elevation of 1,880 m and an average relief of 87.6 m. It can be divided into three areas: high relief area I (mean 106 m), medium relief area II (mean 81 m) and low relief area III (mean 48 m), which account for 40.2%, 49.7% and 10.1% of the whole basin area, respectively. (2) The recession coefficients of each stage of the Huayudong underground river basin are 0.000, 3, 0.000, 1, 0.000, 06 (1/0.5 hour), the total water storage capacity is  $2,199.356 \times 10^4 \text{ m}^3$ , and the water storage of different hydrological sub-regime accounts for 0.1%, 9.9% and 90.0% of the total water storage, respectively. The recession coefficients of every stage of the Santang underground river basin are 0.001, 0.000, 3 and 0.000, 1 (1/0.5 hour), the total water storage capacity is  $2,310.902 \times 10^4 \text{ m}^3$ , and the water storage of different hydrological sub-regime accounts for 9.4%, 30.8% and 59.8%, respectively. These results suggest that there may be some correlation between surface relief and flow recession, that is, high relief corresponds to strong karst pipeline flow (the first flow recession state), and low relief corresponds to aquifers (the second and third flow recession state) with small fissures and karst cracks.

**Key words** karst, topographic index, relief, flow recession, Sanchahe tributary

(编辑 黄晨晖)