

张绍云,周忠发,张 强,等. 贵州织金洞洞穴 CO₂的来源及其空间分布特征[J]. 中国岩溶, 2016, 35(3): 307—313.
DOI:10.11932/karst20160309

贵州织金洞洞穴 CO₂的来源及其空间分布特征

张绍云,周忠发,张 强,谢雅婷

(1. 贵州师范大学 中国南方喀斯特研究院, 贵州 贵阳 550001;
2. 贵州省喀斯特山地生态环境国家重点实验室培育基地, 贵州 贵阳 550001)

摘 要:为探索喀斯特高原峡谷地区高位旱洞内 CO₂来源及其空间分布特征,于 2015 年 1 月至 2015 年 7 月按月实施定位监测,对贵州织金洞洞穴 CO₂浓度和洞穴水、土壤 CO₂浓度和土壤水以及大气降水、山顶泉水进行监测。结果表明:(1)织金洞上覆土壤 CO₂浓度是大气 CO₂浓度的 11~17 倍,是洞穴 CO₂的 4~7 倍。织金洞洞内 CO₂的来源,横向上主要来自于气流的交换、游客的呼吸作用;垂直方向上主要来自于洞穴上方延伸入基岩中植物根系的呼吸作用,洞穴上覆基岩溶隙、溶管中进入洞穴内的大气 CO₂,地下河水脱气以及洞穴滴水碳酸钙的沉积释放的 CO₂。(2)织金洞为多进口洞,CO₂浓度插值空间分布呈现两端低中间高的空间分布特征,同时在 $1\,200\times 10^{-6}\sim 1\,400\times 10^{-6}$ 高值区范围内出现 $800\times 10^{-6}\sim 1\,000\times 10^{-6}$ 低值区特征。整体上,洞穴 CO₂随着进、出洞口两端海拔向洞内升高而呈上升趋势,在洞穴中部灵霄殿达到最大值。(3)洞内水和洞外土壤水均为 HCO₃⁻-Ca²⁺型水,大气降水、山顶泉水为 SO₄²⁻-Ca²⁺型水。在垂直迁移过程中,大气降水—山顶泉水—土壤水—洞穴水不同部位水中各化学成分(硬度、Ca²⁺/Mg²⁺、HCO₃⁻/SO₄²⁻、P_{CaO2}、SiC)各不相同。

关键词:CO₂;水化学;空间差异;织金洞

中图分类号:P463.23 **文献标识码:**A **文章编号:**1001-4810(2016)03-0307-07

0 引 言

洞穴内空气的 CO₂浓度是影响洞穴次生化沉积物沉积和溶蚀的重要因素^[1],具有一定的抑制和促进作用^[2]。过高浓度的 CO₂会引起游客的不适,不利于碳酸钙景观和其它洞穴景观的保存,对岩溶的发育也产生较大影响^[3-4]。对此,很多学者对洞穴中 CO₂浓度进行研究^[1-2,5-7],但主要集中在对洞穴中 CO₂浓度的时间尺度和空间尺度的研究,而对洞穴中 CO₂的来源及其洞穴中 CO₂空间可视化的研究相对较少。已有资料研究表明,洞穴空气中 CO₂的来源主要包括以下 3 个方面:①来自于洞内滴水或地下河的脱气作用^[8-9];②来源于洞穴上方,延伸入基岩中植物根系的呼吸作用^[10-11]产生的 CO₂以气体形式通

过裂隙和管道扩散进入洞穴内;③来源于洞穴通风的空气对流^[12-13]以及旅游洞穴中游客呼吸作用^[14]。

基于上述因素,本研究从定性、量化角度出发,针对贵州织金洞洞穴空气 CO₂的来源及其空间可视化进行研究,以期从洞穴滴水、洞穴上垫面、洞穴通风状况等方面揭示织金洞洞穴 CO₂的来源及分布状况,为更好的开发与保护洞穴环境提供科学依据。

1 研究区概况

织金洞,原名“打鸡洞”,亦称“地下天宫”,为国家 AAAA 级风景名胜區^[15]。位于贵州省织金县官寨乡,乌江上游鸭池河、三岔河与支流六冲河交汇处,北纬 26°46′03″~26°46′27″,东经 105°53′34″~105°54′

基金项目:国家自然科学基金地区项目“岩溶洞穴 CO₂迁移变化机制及对洞穴岩溶环境的影响研究”(41361081);贵州省科技计划“贵州省洞穴调查数据技术服务”(黔科合 G 字[2014]4004-2 号);贵州省重大应用基础研究项目“喀斯特石漠化生态修复及生态经济系统优化调控研究—岩土类型格局”(黔科合 JZ 字[2014]200201)

第一作者简介:张绍云(1992—),男,硕士研究生,主要从事喀斯特地貌与洞穴研究。E-mail:zqz6868@sina.com。

通讯作者:周忠发(1969—),男,博士生导师,喀斯特地貌与洞穴。E-mail:fa6897@163.com

收稿日期:2015-08-27

14”。出露地层为三叠系下统夜郎组(T_{1y})黄春坝段(T_{1y}^2)地层之中,厚 210 m。在 T_{1y}^2 之下为本组沙堡湾段(T_{1y}^1),为页岩夹泥质灰岩,厚 31.5 m;在 T_{1y}^2 之上为本组九级滩段(T_{1y}^3),由紫色及黄绿色页岩组成,厚 54 m。溶洞发育在两个隔水层之间^[16]。该区域主要气候类型为亚热带湿润季风气候,年均温度为 14.7℃,年均降水量为 1 436.0 mm,以黄壤为主,呈酸性,土层厚度变化大,植被以亚热带常绿阔叶林为主,森林覆盖率 39%,林木种类丰富,多达 65 种以上^[17]。织金洞是一个大体呈网格状分布并顺岩层倾向水平延伸、随地层走向垂直延伸发育的复杂单层溶洞系统^[16],1980 年发现并于 1985 年对外开放旅游,到 2015 年已勘查长度 12.1 km,其中开放洞段 3.4 km,入洞口(附近有一小天窗)和出洞口海拔分别为 1 295 m 和 1 314 m,进口总断面积 325 m²,洞内最宽跨度 175 m,最大相对高差 150 m,一般情况洞高、洞宽在 60~100 m 之间,总体积约 800 万 m³,共形成 11 个大厅、47 个小厅堂,前人将其划分为 2 条主洞、5 条支洞及 3 层或 4 层^[16,18] 空间。本次研究所布监测点主要在中、高层空间,海拔在 1 220~1 360 m 之间,洞内次生化学沉积景观丰富,发育了典型钟乳石类沉积物。洞内多年平均温度 11.7~17.9℃,个别洞段 9~10℃,年均温度 13℃,相当于织金地区春季地表平均温度^[2],洞内常年相对湿度为 91.3%~96.6%。

2 材料与方法

2.1 监测时间与仪器

本研究于 2015 年 1 月开始对织金洞进行每月持续监测,监测顺序由进洞口至出洞口。使用 Telaire

—7001 型便携式红外 CO₂ 仪测定空气成分,仪器分辨率为 1×10⁻⁶,量程为 0~10 000×10⁻⁶,精确度为 ±50×10⁻⁶,测量时与人保持大于 2.5 m 距离。土壤 CO₂ 浓度监测采用泵吸式红外二氧化碳检测仪 GT901—CO₂,仪器分辨率 1×10⁻⁶,量程为 0~50 000×10⁻⁶,检测精度为 ≤±1%,检测方式为扩散式或泵吸式。现场水样测定主要包括:水温、电导、pH、Ca²⁺、HCO₃⁻,使用仪器为德国 WTW Multi—3430 水质分析仪与酸碱测试盒,水质分析仪的量程分别为 -2~20.0 pH(pH)、-5.0~105.0℃(水温)、0~19.99 μS/cm (K=0.1/cm,电导率),酸碱测试盒的测量精度分别为 ±0.01 mmol/L (HCO₃⁻)、±2 mg/L (Ca²⁺);现场测定完成后,选用 20 mL 聚乙烯瓶采集水样,所有取样瓶在装入样品前,首先用待取水样润洗 3 次,采集后在阳离子水样瓶中加入 2 滴 1:1 的浓 HNO₃ 酸化以保持离子活性,密封后带回实验室放入冷藏箱内。

后送至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检测,检测指标主要为:K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Ba²⁺、Sr²⁺、Cl⁻、HCO₃⁻、SO₄²⁻,分别采用美国 Dionex 公司 IS90 型离子色谱仪和 Varian 公司 VBTa MPX 型电感耦合等离子体—光发射光谱仪测定,检测限至 1‰,绝对误差 <1%。

2.2 监测点布设

朱文孝等^[2]在织金洞布设监测点 16 个,王红等^[18]在织金洞布设 9 个监测点,为体现 CO₂ 在洞穴内的具体动态变化规律,此次在旅游洞段加密布设监测点 41 个,即 1~41(图 1,图 2)。监测点主要依据海拔高度、转折点、洞腔封闭程度以及滴水点附近等不同环境情况而布设。

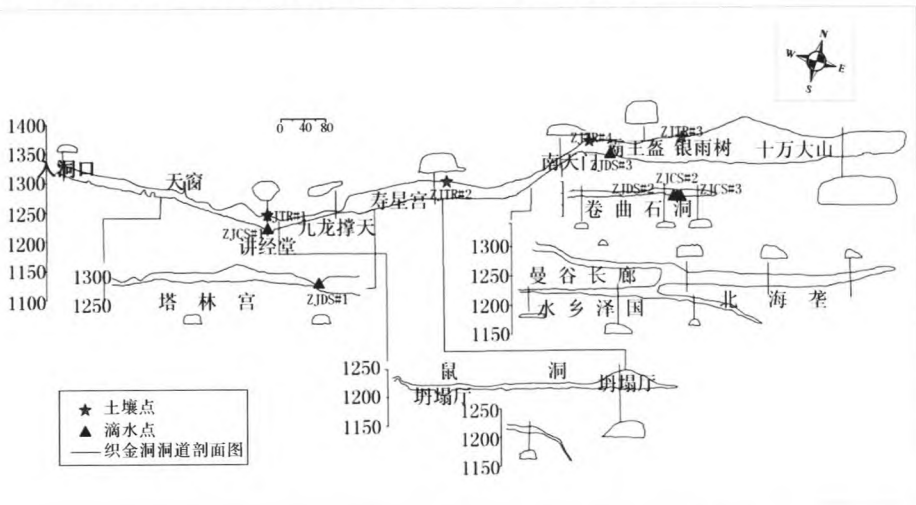


图 1 织金洞洞道纵剖面覆土壤点布设、洞穴水点布设图
Fig.1 Zhijin road tunnel soil, water point layout diagram
注:五角星为洞穴上覆土壤 CO₂ 监测点;三角形为洞穴水监测点。

由图 1 可知,织金洞海拔在 1 197~1 335 m 之间,最低点和最高点之间相差 138 m,全洞段均匀布

设土壤水点 4 个(放置深度为 50~60 cm),洞内滴水、池水、大气降水、山顶泉水点 7 个(表 1)。

表 1 不同土壤点、水点样品类型

Table 1 Different soil and water point distribution types

编号	小地名	水样类型	池水类型	沉积物类型	滴水类型
ZJJS	管理处房顶	大气降水	/	/	/
ZJCS#1	讲经堂池水	池水	早期稳定池水	石旗、石幔、	/
ZJDS#1	雪压青松滴水	滴水	/	石笋、石钟乳	裂隙水
ZJDS#2	卷曲石洞滴水	滴水	/	卷曲石、石笋、石钟乳	钟乳石滴水
ZJDS#3	玉兔宫滴水	滴水	/	卷曲石、石笋、石钟乳	鹅管水
ZJCS#2	卷曲石洞池水	池水	季节性池水	边石坝、石笋、石钟乳	/
ZJCS#3	卷曲石洞池水	池水	长期稳定池水	边石坝、石笋、石钟乳	/
ZJTR#1	洼地	土壤水	/	/	/
ZJTR#2	坡腰洼地	土壤水	/	/	/
ZJTR#3	坡腰洼地	土壤水	/	/	/
ZJTR#4	坡腰山谷	土壤水	/	/	/

2.3 研究方法

CO₂空间分布采用反距加权法^[19],反距离加权法(也称为距离反比法)认为被估单元块的属性与其周围一定距离内已知点的属性有关,并且认为这种关系与已知点到被估单元块中心点的距离的 n 次幂成反比。计算公式为:

$$Z_0 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^p} Z_i \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^p} \right)^{-1}$$
$$D_i = (x - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2$$

式中: Z_0 表示估计值; Z_i 为第 i ($i = 1, 2, 3 \cdots n$) 个样本的属性值; p 为距离的幂,它显著影响内插的结果,它的选择标准是最小平均绝对误差; D_i 为距离,Oliver M A 等的研究表明,幂 p 越高,内插结果越平滑,常选用 $p=2$ 。同时 MODIS 1B 数据是基于反距离权重的插值方法。研究发现,反距离权重法有较好的纹理和清晰度,本文采用此方法对洞穴 CO₂ 浓度进行插值分析。

3 结果与分析

3.1 洞穴 CO₂空间分布差异

织金洞洞道分为旅游洞道和非旅游洞道,反距离空间插值法仅针对旅游洞道。结果表现为:在整体

上,洞穴中 CO₂ 浓度随着距洞口深度的增加而不断上升,在凌霄殿(26 号监测点)达到最高值为 $1\,450 \times 10^{-6}$ (图 2),呈现两端低中间高的空间分布特征,即出、入洞口附近 CO₂ 浓度低,洞中央 CO₂ 浓度高。

由图 2 可知,在进出洞口段 CO₂呈带状分布差异明显,且进洞口段带状面积较小,出洞口段带状面积分布较大,主要是由于进洞口段海拔高度变化较大,而出洞口段海拔高度变化平缓。同时由于进口洞段受风速的影响较大,如迎宾厅风速为 0~0.8 m/s、雷子洞风速为 0.7~1.7 m/s。

结合表 2 分析出现上述现象主要原因是:①随着洞穴深度的不断增加,洞穴中空气交换能力不断的减弱;②随着洞腔的不断变化及其封闭程度的上升,CO₂交换能力减弱;③受海拔、气温等因素影响,在洞口处 CO₂ 沉底作用明显,随着洞穴不断的深入,温差减小,CO₂波动幅度下降。

在 19 号(南天门)、25 号(水晶宫底)监测点出现 $800 \times 10^{-6} \sim 1\,000 \times 10^{-6}$ 低值区,周边为 $1\,200 \times 10^{-6} \sim 1\,400 \times 10^{-6}$ 的现象,分析原因 19 号监测点主要是有土壤和池水的存在,导致 CO₂ 浓度低于周边地区。25 号监测点主要是由于该处滴水点较多,对 CO₂ 影响较大。

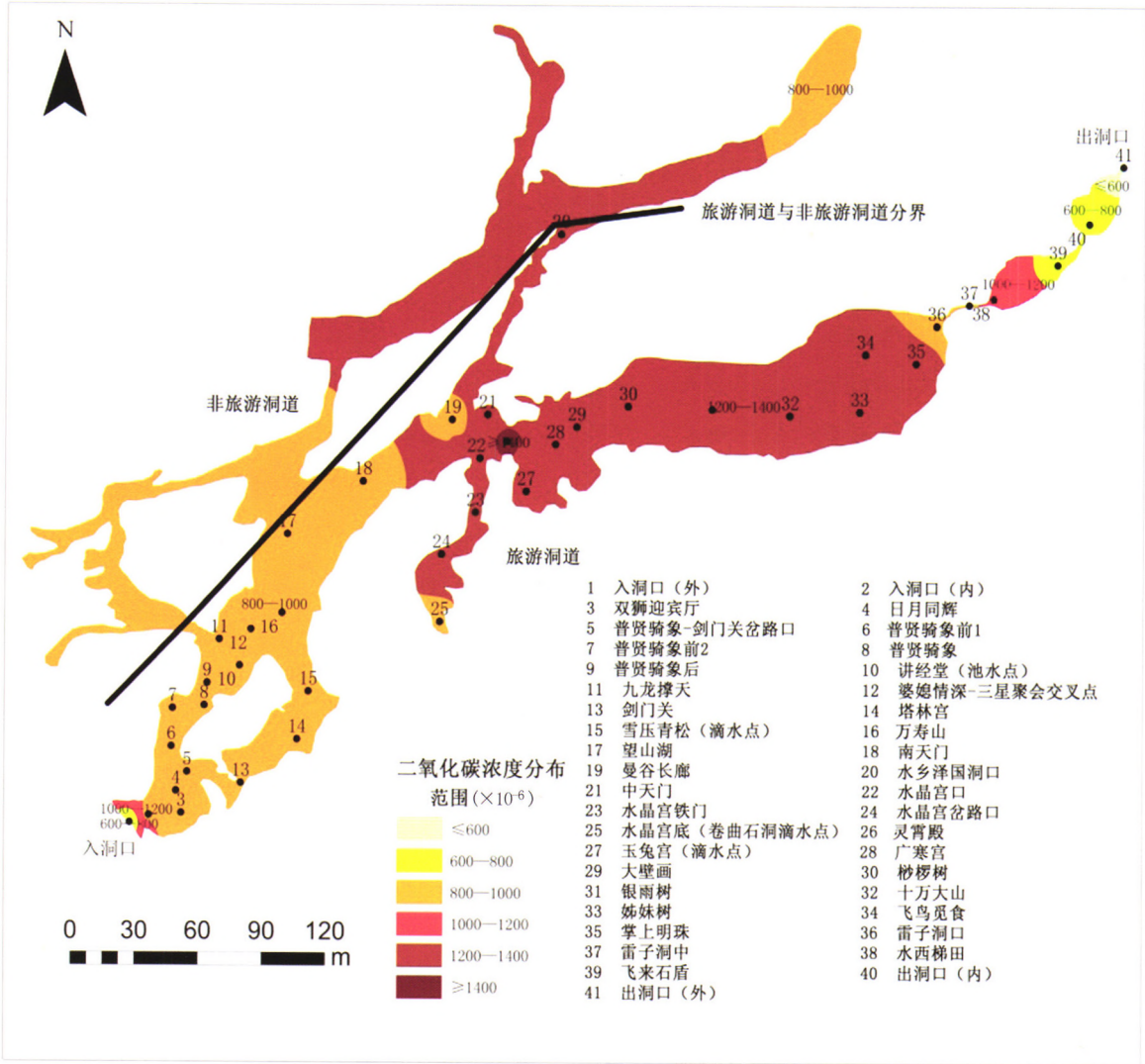


图 2 织金洞 CO₂ 监测点布设位置及 CO₂ 浓度空间分布特征

Fig. 2 Zhijin Cave CO₂ monitoring point layout and spatital distribution characteristics of CO₂ concentration

表 2 织金洞主要洞腔相关数据

Table 2 Main cavity coefficient of Zhijin Cave

监测点	景点名称	长度 /m	高度 均值/m	宽度 均值/m	面积 /m ²	体积 /m ³	风速 /m/s	温度 /℃	海拔 /m	距洞口由近至远 /m
03~04	迎宾厅	137	55	63	3 015	168 732	0~0.8	18.2	1 276	70
13	琵琶宫	156	42	45	6 830	273 215	0.4~0.8	12.7	1 257	
14	塔林宫	103	36	51	6 320	253 120	0	12.9	1 259	
12&16	寿星宫	81	35	75	5 575	225 310	0	12.0	1 239	700
17	望山湖	301	36	62	28 060	982 350	0	12.8	1 245	860
26	凌霄殿	103	42	52	6 920	293 100	0	16.2	1 320	1 000
28	广寒宫	312	53	55	30 560	1 621 500	0	17.7	1 305	1 050
31	银雨宫	63	51	49	6 930	415 800	0	17.9	1 309	1 200
32~34	十万大山	175	53	58	15 640	912 300	0	18.0	1 316	1 400
40~41	雷子洞	131	2~6	12~14	1 536	7 869	0.7~1.7	18.3	1 305	

3.2 洞穴水化学与 CO₂ 来源

洞穴 CO₂ 主要是由大气降水—土壤水—洞穴水转化而来。表 3 可知,Ca²⁺ /Mg²⁺ 比值由小到大依次为: ZJJS、ZJTR3、ZJTR2、ZJTR1、ZJDS1、ZJTR4、ZJCS1、ZJDS3、ZJCS2、ZJDS2、ZJCS3。表明在由大气降水—包气带—地下水三者之间 Ca²⁺ /Mg²⁺ 比值由小到大再到小变化的同时,CO₂ 在水中的含量也由小到大再到小的变化。ZJCS3 观测点 Ca²⁺ /Mg²⁺ 值为最大值,说明其 Ca²⁺ 较纯且含量高。洞内滴水、洞内池水中 Ca²⁺、Mg²⁺ 含量都较高,由钙和镁的伴生关系说明研究区为石灰岩分布区。大气降水 Ca²⁺ /Mg²⁺ 值为 9.26%,Ca²⁺ 含量较低。土壤水的 Ca²⁺ /Mg²⁺ 值在 15.36%~30.97%,由小到大依次为 ZJTR3<ZJTR2<ZJTR1<ZJTR4。洞穴滴水的 Ca²⁺ /Mg²⁺ 值在 29.89%~56.75%,可以发现裂隙水(ZJDS1)Ca²⁺ 含量较低,说明在下渗过程中裂隙水在包气带中存留时间较短或岩层相对较薄层,对大气降雨响应较快。在洞穴内滴水点处的比值都较高,说明土壤水下渗到包气带中存留时间较长,经过横向运移,主要在溶隙中运移,这促使水在包气带中对石灰岩充分溶蚀。王晓晓^[20]对雪玉洞洞穴系统碳的变化特征及洞内 CO₂ 来源研究指出,地下河在一定条件

下会产生脱气作用,故推测在织金洞未开放洞段内,地下河具有脱气作用,这也是洞穴 CO₂ 主要来源之一。

依据舒卡列夫分类^[21],洞内主要为重碳酸盐钙型水(HCO₃⁻~Ca²⁺),洞外大气降水和山顶泉水为硫酸盐钙型水(SO₄²⁻~Ca²⁺),土壤水为重碳酸盐钙型水(HCO₃⁻~Ca²⁺)。由大气降水到洞内池水硬度变化从 3.55 mmol/L 到 20.99 mmol/L,变化幅度较大。pH 在 6~8 之间,水温在 6.55~25℃,属弱碱性微硬水。HCO₃⁻ /SO₄²⁻ 值为 0.88~6.87。由小到大依次为: ZJJS、ZJCS3、ZJCS1、ZJCS2、ZJTR1、ZJDS1、ZJDS3、ZJTR4、ZJDS2、ZJTR3、ZJTR2。最小值为 ZJJS 样品,说明大气降水中 SO₄²⁻ 含量较大。这是因为研究区西南部、南部区域为织金县所在地,大量煤矿开采、污水排放导致大量硫化物及气体等进入空气中,并在风的带动下扩散。最大值出现在 ZJTR2,这由于该取样剖面已接触到了基岩。

从对应空间上看(图 2)方解石饱和度由小到大依次为:ZJJS、ZJCS2、ZJTR4、ZJDS3、ZJCS1、ZJTR3、ZJCS3、ZJTR1、ZJCS1、ZJTR2、ZJDS2。洞穴水的 SIc 在-2.15~-1.17 之间,说明本研究时区织金洞洞穴水以溶蚀性水为主,不饱和水出现在丰水期(6 月—8 月)或织金洞水的补给区。

表 3 研究区各监测点水化学指标
Table 3 Study area water chemistry index

编号	类型	硬度/mg/L	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ /SO ₄ ²⁻	P _{CO₂}	SIc	舒卡列夫水化学分类
ZJJS	大气降水	3.55	9.26	0.88	23 128	-4.86	硫酸盐钙型水
ZJCS1	讲经堂池水	12.11	36.32	3.98	1 513	-1.47	重碳酸盐钙型水
ZJDS1	雪压青松裂隙水	13.73	29.89	5.66	864	-2.02	重碳酸盐钙型水
ZJDS2	卷曲石洞滴水	13.32	52.83	5.96	2 701	-1.17	重碳酸盐钙型水
ZJDS3	玉兔宫滴水	13.10	47.27	5.73	1 196	-2.15	重碳酸盐钙型水
ZJCS2	山顶泉水	12.10	48.29	4.87	20 285	-4.58	硫酸盐钙型水
ZJCS3	卷曲石洞池水	15.34	56.75	2.04	2 497	-1.68	重碳酸盐钙型水
ZJTR1	山谷土壤点 1	20.91	24.87	5.08	3802	-1.61	重碳酸盐钙型水
ZJTR2	坡腰土壤点 2	20.99	23.45	6.87	11 749	-1.36	重碳酸盐钙型水
ZJTR3	坡腰土壤点 3	13.97	15.36	6.35	7 079	-1.87	重碳酸盐钙型水
ZJTR4	坡腰土壤点 4	10.33	30.97	5.80	11 220	-2.23	重碳酸盐钙型水

3.3 大气—土壤—洞穴空气 CO₂ 迁移

由表 4 可知,织金洞上覆土壤 CO₂ 浓度是大气 CO₂ 浓度的 11~17 倍,是洞内 CO₂ 的 4~7 倍。由表层到 60 cm 深处,土壤中 CO₂ 浓度呈直线上升趋势,

超过 60 cm 土壤中 CO₂ 浓度开始下降。说明气态 CO₂ 浓度由大气进入土壤后,在通过土壤孔隙到达基岩表层面,后经过溶管、溶隙进入基岩内部,最后达到洞穴内。

表 4 土壤垂直剖面 CO₂变化
Table 4 CO₂ variation in vertical profile

指标	大气	土壤 20 cm	土壤 40 cm	土壤 60 cm	土壤 80 cm	洞穴内部
CO ₂ /×10 ⁻⁶	447	5 308	5 596	7 556	6 762	1 160

3.4 垂直变化过程中 CO₂与 SIc 相互关系

由表 3 推测,大气降水携带一部分空气中 CO₂, 渗入土壤表层,由于土壤空气中含有大量 CO₂,其含量高于大气 5~23 倍,溶解土壤孔隙中部分 CO₂或溶解夹带生物残骸在下渗过程中分解出的 CO₂,使土壤水酸性加强,变成具有侵蚀性水,增强了对碳酸钙的溶蚀能力,它对石灰岩的溶解作用比纯水要高出许多。这些不饱和水在裂隙中流动时,岩石表面快速溶解,水中 Ca²⁺、Mg²⁺ 浓度迅速增加,而成为重碳酸钙型水。各种离子含量达到很高的数值,达到饱和。这些饱和水最后进入与有空气存在的洞穴时,由于 CO₂从水中逸出以及水的蒸发,从而导致空气中 CO₂ 浓度上升的同时溶液中的碳酸钙沉淀,水中 Ca²⁺、Mg²⁺ 浓度下降。

大气降水(硫酸盐钙型水)经过土壤层变为土壤水(侵蚀性水)进入包气带(水溶蚀)最后到达洞穴成为洞穴水(重碳酸盐钙型水),水中各种离子含量由低到高再降低的过程以及水化学成分各自变化上的差异,给洞穴的碳酸钙沉淀和溶蚀作用带来了重大影响。同时 CO₂由大气降水吸收空气中少量 CO₂,进入土壤后吸收大量 CO₂后经过基岩层最终到达洞穴与洞穴空气接触,导致部分 CO₂从水中逸出成为洞穴空气的一部分。

4 结 论

(1) 织金洞为多进、出口洞穴,CO₂ 浓度空间分布呈现两端低中间高的集聚现象。在 1 200×10⁻⁶~1 400×10⁻⁶ 高值区范围内出现 800×10⁻⁶~1 000×10⁻⁶ 低值区特征。整体上,洞穴中 CO₂ 浓度随海拔的升高表现出由进、出洞口向洞内升高的趋势,在洞穴中部凌霄殿(26 号监测点)达到最大值。

(2) 织金洞洞外大气降水和泉水为硫酸盐钙型水,土壤水、洞内滴水、池水均为重碳酸盐钙型水。由大气降水至洞穴水,不同空间位置,水中各化学成分(硬度、Ca²⁺/Mg²⁺、HCO₃⁻/SO₄²⁻、CO₂、SIc)各不相同。同时 CO₂由大气降水吸收空气中少量 CO₂,进

入土壤后吸收大量 CO₂,经过基岩层最终到达洞穴与洞穴空气接触,导致部分 CO₂从水中逸出成为洞穴空气的一部分。

(3) 洞穴 CO₂主要来自于①平流气流的外部气压变化引起的通气驱动和游客的呼吸作用;②大气降水、土壤水、洞穴水 SIc 饱和度和洞穴碳酸钙沉积释放大 量 CO₂;③从溶隙、溶管中进入洞穴的气态 CO₂,织金洞上覆土壤 CO₂ 浓度是大气 CO₂ 浓度的 11~17 倍,是洞穴 CO₂ 的 4~7 倍。④在非旅游洞段存在地下河流水作用导致脱气产生的 CO₂。

(4) 分析所采用数据均为 2015 年 1 月至 2015 年 7 月常规监测数据均值,数据周期较短,可能在时间序列上无法说明长期性问题,但仍具有一定的研究价值。后续监测将会弥补时间上的差距,以期能得到更具说服力和更为详尽的研究成果。

参考文献

[1] 蔡炳贵,沈凇梅,郑伟,等. 本溪水洞洞穴空气 CO₂ 浓度与温、湿度的空间分布和昼夜变化特征[J]. 中国岩溶,2009,28(4):348—354.

[2] 朱文孝,李坡,潘高潮. 织金洞的气候环境及空气中二氧化碳[J]. 中国岩溶,1993,12(4):118—126.

[3] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆:重庆出版社,1988.

[4] 杨汉奎. 旅游洞穴的开展与保护[A]. 宋林华,丁怀元. 喀斯特景观与洞穴旅游[C]. 北京:中国环境科学出版社,1993.

[5] 宋林华,韦小宁,梁福源. 河北临城白云洞洞穴旅游对洞穴 CO₂ 浓度及温度的影响[J]. 中国岩溶,2003,22(3):66—71.

[6] 班凤梅,蔡炳贵. 北京石花洞空气环境主要因子季节性变化特征研究[J]. 中国岩溶,2011,30(2):132—137.

[7] 陈伟海,邓亚东,韩道山,等. 桂林市芦笛岩、大岩洞穴环境特征[J]. 中国岩溶,2004,23(2):29—35.

[8] Frisia S, Fairchild I J, Fohlmeister J, et al. Carbon mass—balance modeling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011, 75(2): 380—400.

[9] Troester J W, White W B. Seasonal fluctuations in the carbon dioxide partial pressure in a cave atmosphere[J]. Water Resources Research, 1984, 20(1):153—156.

[10] 徐承香,李子忠,黎道洪. 贵州织金洞洞穴动物群落多样性与光照强度及土壤重金属含量的关系[J]. 生物多样性,2013,21

- (1):62—70.
- [11] Breecker D O, Payne A E, Quade J, et al. The sources and sinks of CO₂ in caves under mixed woodland and grassland vegetation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, 96: 230—246.
- [12] Milanolo S, Gabrovsek F. Analysis of carbon dioxide variations in the atmosphere of Srednja Bijambarska Cave, Bosnia and Herzegovina[J]. *Boundary—layer meteorology*, 2009, 131(3):479—493.
- [13] Cuezva S, Fernandez—Cortes A, Benavente D, et al. Short—term CO₂ (g) exchange between a shallow karstic cavity and the external atmosphere during summer: Role of the surface soil layer[J]. *Atmospheric Environment*, 2011, 45(7): 1418—1427.
- [14] Baker A, Genty D. Environmental pressures on conserving cave speleothems: effects of changing surface land use and increased cave tourism[J]. *Journal of Environmental Management*, 1998, 53(2):165—167.
- [15] 贺卫,李坡,钱治,等. 织金洞地质遗迹的开发保护与管理[M]. 贵阳:贵州人民出版社,2011:1.
- [16] 李景阳,安裕国,戎昆方. 喀河型溶洞的形成和演化过程—以贵州织金洞等为例[J]. *贵州工学院学报*, 1991, 20(3):1—9.
- [17] 罗时琴,吕文强,李安定,等. 织金洞二氧化碳的变化规律及其影响因素分析[J]. *浙江农林大学学报*, 2015, 32(2):291—297.
- [18] 王红,罗时琴,杨庆东,等. 贵州织金洞 20 年 CO₂ 浓度变化规律及影响因素研究[J]. *湖北农业科学*, 2014, 53(6):1268—1270.
- [19] 汤国安,杨昕. *ArcGIS 地理信息系统空间分析实验教程*[M]. 北京:科学出版社,2006:26—397.
- [20] 王晓晓. 雪玉洞洞穴系统碳的变化特征及洞内 CO₂ 来源研究[D]. 西南大学,2014.
- [21] 寇文杰. 基于 EXCEL 的地下水化学舒卡列夫分类方法[J]. *工程勘察*, 2013, (5):48—50,96.

Source of cave CO₂ and its spatial attributive characteristics of Zhijin Cave in Guizhou Province

ZHANG Shao-yun, ZHOU Zhong-fa, ZHANG Qiang, XIE Ya-ting

(1. *Institute of South China Karst, Guizhou Normal University, Guiyang, Guizhou 550001, China;*

2. *The State Key Laboratory Incubation Base for Karst Mountain Ecology Environment of Guizhou Province, Guiyang, Guizhou 550001, China*)

Abstract In order to explore the source of cave CO₂ and its spatial distribution in karst plateau gorge area, a monitoring program on monthly basis was conducted at Zhijin Cave, Guizhou province, from January to July in 2015 for the monitoring of CO₂ concentrations in cave and soil, cave water, soil moisture, rainfall and in the spring water above the cave. The results show that: (1) CO₂ concentration in the soil above Zhijin cave is 11—17 times of atmospheric CO₂, and 4—7 times of the cave CO₂, respectively. The major sources of Zhijin cave CO₂ come from air exchange and tourists respiration in horizontal direction; in vertical direction they are mainly from the respiration of plant root extending into the bedrock at the top of the cave, overlying cave foundation in karst fissure, soluble tubes entering inside the cave, the atmospheric CO₂, and the freed CO₂ due to the cave calcium carbonate deposition via groundwater degassing and dripping water in the cave. (2) Zhijin Cave is a multiline cave, the interpolation of space distribution of CO₂ content showed characteristics of low ends and high in the middle, at the same time, the low value range of 800—1,000 ppm appears in the range of 1,200—1,400 ppm. In the whole cave, CO₂ concentration tends to increase from both ends to the middle of the cave, along with an elevated altitude, which reaches a maximum value in Lingxiao Palace. (3) The groundwater in cave and soil water outside of the cave are both HCO₃[—]—Ca²⁺ type, while the atmospheric precipitation and spring water are SO₄^{2—}—Ca²⁺ type. In the process of vertical migration, the chemical composition (hardness, Ca²⁺/Mg²⁺, HCO₃[—]/SO₄^{2—}, P_{CO₂}, SIc) in different parts of water from rain-spring-soil water-cave water is different.

Key words carbon dioxide concentration, hydro-chemistry, spatial difference, Zhijin Cave

(编辑 张玲)