

岩溶区地表河不同时期高分辨率 监测碳通量变化特征研究

——以漓江流域为例^①

何若雪^{1,2}, 孙平安¹, 于 爽¹, 何师意¹

1. 国土资源部 广西岩溶动力学重点实验室/中国地质科学院 岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004;

2. 成都工业学院 科技处, 成都 611730

摘要: 为探讨同一岩溶流域不同时期水体理化性质及无机碳通量的不同特征及其影响因素, 本文于 2012 年 5 月 8 日—17 日, 7 月 6 日—13 日, 12 月 3 日—10 日对漓江流域进行了洪水期、平水期及枯水期的高频率昼夜监测。结果表明, 水动力条件是控制研究区水体理化性质的首要因素, 且降雨条件下控制力增强, 稀释作用占主导地位, pH 值、水温、电导率及离子质量浓度随降雨过程降低; 无降雨条件下, 水体理化性质主要受温度及水生植物光合作用、呼吸作用控制, 表现出明显的昼夜变化特征: 水温及 pH 值白天高、夜晚低, 电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度白天低、夜晚高。碳通量由高到低分别为洪水期(平均 4.43 kg C/s)、平水期(平均 1.51 kg C/s)、枯水期(平均 1.07 kg C/s), 受水动力条件及 HCO_3^- 离子质量浓度共同控制, 其中水动力条件占主导地位, 但二者同时发生变化时, 碳通量则随变异系数较大的一方波动。

关键词: 漓江; 碳通量; 高分辨率监测

中图分类号: P642.25

文献标志码: A

文章编号: 1673-9868(2018)03-0150-09

工业革命以来全球大气 CO_2 含量迅速从 280.0×10^{-6} 增长到 2011 年的 390.8×10^{-6} ^[1-2]。 CO_2 含量的增加所导致的全球气候变化加剧、极端气候事件增多、温室效应导致海平面上升等现象对人类的生存和发展构成了严重的威胁。自然条件下, 碳酸盐类矿物风化吸收 CO_2 是一个重要的碳汇^[3], 对全球碳循环及气候演化有重要影响。我国碳酸盐岩分布面积为 $3.34 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[4], 其中裸露碳酸盐岩面积为 $9.07 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。据估算, 我国碳酸盐溶蚀回收大气 CO_2 的量为 $1.77 \times 10^7 \text{ t C/a}$, 而全球则为 $6.08 \times 10^8 \text{ t C/a}$ ^[5], 约占全球遗失汇^[6]的 1/3。

通过水化学—径流法^[7-8]可以计算河流所在流域的岩溶碳通量。刘再华^[8]通过水化学—径流法估算出我国岩溶碳汇量约为 $4.63 \times 10^6 \text{ t C/a}$; 蒋忠诚等^[9]计算出我国面积为 $3.44 \times 10^6 \text{ km}^2$ 的岩溶区碳—水—钙无机循环产生的大气 CO_2 汇总量为 $1.01 \times 10^7 \text{ t C/a}$; 曹建华等^[10]估算出珠江流域由于岩溶作用所产生的大气 CO_2 的碳汇量 $1.85 \times 10^6 \text{ t C/a}$; 于爽等^[11]以西江流域为研究对象, 估算出西江河口碳通量总通量为 $1.39 \times 10^6 \text{ t C/a}$ 。目前小流域的岩溶地下河和岩溶泉已实现了高分辨率实时监测^[11-14], 康志强^[15]、何师意等^[12]均对广西弄拉板寨地下河进行自动监测, 研究表明水循环是控制流域碳通量的主要因子。但对于岩溶

① 收稿日期: 2016-11-24

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0502302); 长江岩溶流域碳循环综合环境地质调查项目(DD20160305-01); 国家自然科学基金项目(41402324)。

作者简介: 何若雪(1992-), 女, 四川巴中人, 硕士, 主要从事水文地球化学的研究。

通信作者: 何师意, 研究员。

区大中型流域的地表河而言,由于水位的涨落、管理不便等不利条件的限制,难以实现自动监测,因此对岩溶区河流高分辨率监测研究还较少.

本文以漓江流域为例,通过对流域内河水洪水期、平水期、枯水期进行自动监测,对比不同时期岩溶区地表河河水物理化学指标的不同变化特征,通过相关分析等统计方法,讨论不同时期不同因子对岩溶碳通量的影响机理,为更准确地估算岩溶地表河碳通量提供科学参考.

1 研究区概况

漓江流域(E 109°45′—111°02′, N 24°16′—26°21′)位于广西壮族自治区东北部,属珠江水系的桂江上游河段.漓江发源于海拔 1 732 m 的越城岭老山界南侧(图 1),沿途流经兴安、灵川、桂林、阳朔,至平乐县恭城河口止,全长 164 km,总流域面积 5 585 km².流域位于中亚热带季风气候区,年平均气温约 16.5~20.0℃,雨量充沛,年平均降雨量约为 1 367.5~1 932.9 mm,雨热基本同期^[16].

漓江流域中南部为 200~600 m 岩溶峰丛洼地、峰丛河谷与峰林平原,广泛分布中、上泥盆统和下石炭统浅海—滨海相的碳酸盐岩沉积,包括中泥盆统东岗岭阶、上泥盆统融县组、下石炭统岩关阶、大塘阶,其中东岗岭阶以白云岩、白云质灰岩为主,融县组为厚层至块状纯灰岩,深厚质纯,总厚度约为 3 000 m,是岩溶发育的物质基础,地貌上表现为峰林峰丛^[17];三叠系、白垩系、第三系等较新的地层仅少量地分布在桂林盆地、雁山盆地等处;第四系残积层到冲洪积层虽分布较广,但厚度薄^[18].因流域内碳酸盐岩质纯层厚,加之雨热同期的季风气候条件,岩溶发育强烈,碳酸盐岩峰丛、峰林地貌广布,漓江贯穿于两者之间,形成流域区独特的自然景观.

2 研究方法

2.1 高分辨率野外监测及现场滴定

本文分别于 2012 年 5 月 8 日 12:00—17 日 12:00、7 月 6 日 12:00—13 日 12:00、12 月 3 日 12:00—10 日 12:00 在阳朔水文站对漓江进行了洪水期、平水期和枯水期的高频率昼夜监测.其中洪水期由于水体性质变化较大,使用 Multi340i 便携式多参数水质分析仪(德国 WTW 公司)进行每小时一次的监测,平水期和枯水期为 2 h 一次的物理化学参数(pH、T、EC)的监测工作,精度分别为 0.004 个 pH 单位、0.1℃和 0.5%.采样点位于河流中心水面下 0.5 m 处. HCO₃⁻ 质量浓度现场用盐酸滴定法测定,每个样品重复滴定 2~3 次,平均误差<5%,精度为 0.1 mmol/L.河水的流量和漓江上游的降雨量分别记录于全国水雨情信息网和中国天气网,流量和降雨量数据每小时更新一次.

2.2 室内实验

将采集的水样带回实验室先用 0.45 μm 醋酸纤维滤膜过滤,然后用处理过的聚乙烯瓶分装,样品测试前放置于 4℃的冰箱中冷藏保存.

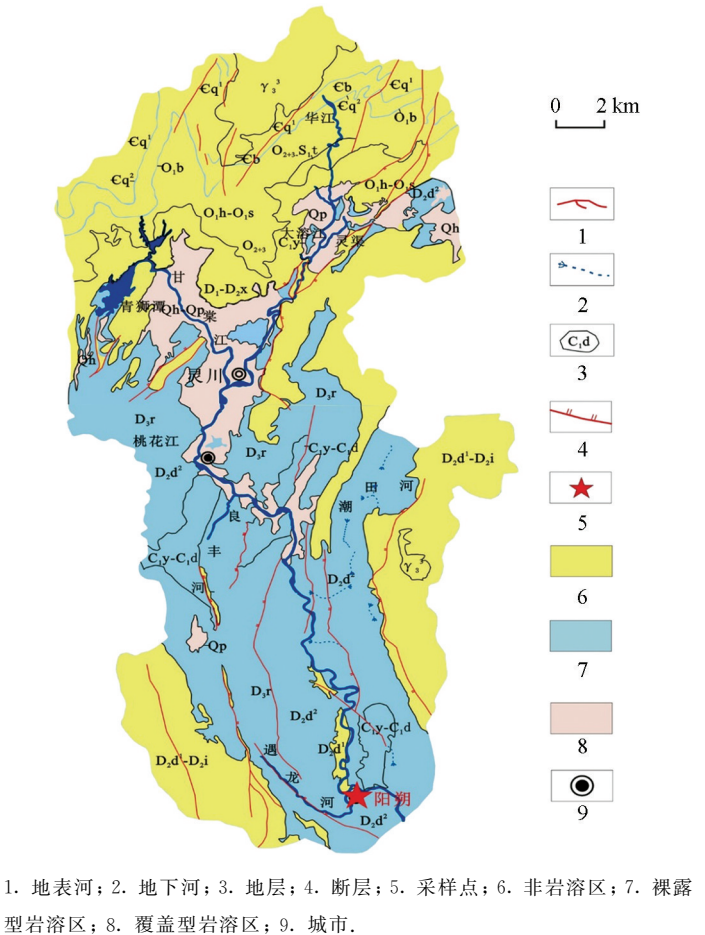


图 1 漓江流域碳酸盐岩分布背景图

阳离子(K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 NH_3^+)用戴安 ICS1500 离子色谱仪分析, 测试精度为 0.01 mg/L, 阴离子(SO_4^{2-} , NO_3^- , F^- 和 Cl^-)用万通 MIC 离子色谱仪分析, 测试精度为 0.01 mg/L, 样品测试在中国地质科学院岩溶地质研究所进行.

2.3 碳通量计算方法

通过水化学—径流法^[8]计算岩溶作用过程中的无机碳通量(F), 如下:

$$F=0.5\times(\text{HCO}_3^-)\times Q\times 12/61$$

式中: F 为碳通量(g C/s); 0.5 表示岩溶水中一半 CO_2 来自大气 CO_2 ^[19], (HCO_3^-)是径流中所含 HCO_3^- 的质量浓度(mg/L); Q 是流域径流量(m^3/s); 12 和 61 分别为 C 和 HCO_3^- 的摩尔分子量.

3 结 果

3.1. 研究区水化学类型

据监测期内样品水化学数据得到 Piper 三线图(图 2). 结果表明, HCO_3^- 和 Ca^{2+} 分别为主要阴阳离子, HCO_3^- 占总阴离子的 80%~89%, 其次为 SO_4^{2-} , 占阴离子的 8%~14%; Ca^{2+} 占总阳离子的 76%~86%, 其次为 Mg^{2+} , 占阳离子的 4%~14%. 河流水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ 型为主, 与漓江流域广泛分布的碳酸盐岩相一致, 表明了水化学成分以碳酸盐岩溶解为主要来源^[20].

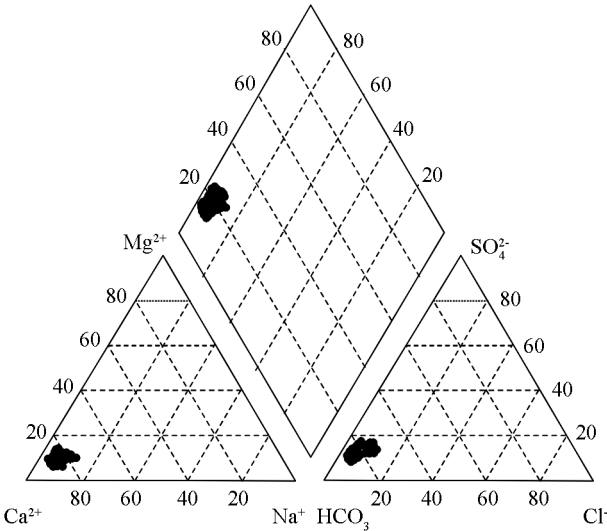


图 2 漓江水化学类型图

3.2 不同时期水体物理化学性质及碳通量计算结果

5 月洪水期监测过程中, 流域内先后出现 3 场降雨过程, 总降雨量为 100.15 mm; 7 月监测期间阳朔本地并无降雨, 但上游大溶江产生 3 场降雨, 总降雨量为 28.47 mm; 12 月监测期期间并无有效降雨, 只在监测期后两天连续产生几场 1 mm 左右的小雨, 总降雨量为 4.85 mm(表 1).

河水流量由高到低为洪水期、平水期、枯水期, 而河水电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度由高到低为枯水期、平水期、洪水期. 这是由于洪水期降雨多, 流量大, 稀释作用明显, 使水中离子质量浓度降低, 而平水期及枯水期降雨逐渐减少, 离子质量浓度逐渐升高. 另外, 平水期气温较高(平均 28.31 $^{\circ}\text{C}$), 生物活动较强, 加速方解石等矿物的溶解^[17], 也是造成平水期离子质量浓度高于洪水期的原因之一.

3 个监测期中, 无机碳通量洪水期最高(平均 4.43 kg C/s), 平水期次之(平均 1.51 kg C/s), 枯水期最低(平均 1.07 kg C/s)(表 1). 平水期与枯水期无机碳通量相近, 但洪水期碳通量是前两者的近 3 倍, 说明虽然洪水期时间较短, 但在全年碳通量中占极大比例, 这主要是由于洪水期流量大, 而平水期和枯水期流量较小所造成的. 这与一些大型岩溶地表河碳通量变化趋势一致^[21].

表 1 不同时期水体物理化学性质监测及碳通量计算结果

单位	总降雨量/ mm	流量/ ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	pH	EC/ ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)	HCO_3^- / ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	碳通量/ ($\text{kg C}\cdot\text{s}^{-1}$)
5 月	100.15	202~1640	7.26~8.03	95~192	39.66~96.41	1.50~12.61
7 月	28.47	129~214	7.83~8.44	172~183	87.23~93.33	1.12~1.93
12 月	4.85	72~120	—	208~228	100.65~119.56	0.84~1.24

4 讨 论

4.1 不同时期水体物理化学动态变化特征

4.1.1 洪水期

与 3 场降雨相对应, 监测期间河水出现了 3 个洪峰(图 3): 第一个洪峰初期是由上游青狮潭水库放水和第一场降雨引起的, 最大流量为 $644 \text{ m}^3/\text{s}$; 第二个洪峰是由第二场降雨引起的, 最大流量为 $1\,640 \text{ m}^3/\text{s}$, 也是本次洪水监测期间的最大流量; 第三次洪峰的最大流量为 $1\,340 \text{ m}^3/\text{s}$.

如图 3 所示, 降雨前水体 pH 值随气温表现出明显的昼夜变化, 这是由于白天光照强、水温高, 植物光合作用较强, 吸收水体无机碳(包括游离 CO_2 和 HCO_3^-), 释放 O_2 , 导致水中 CO_2 质量浓度降低, pH 值随之升高; 夜间以呼吸作用为主, 释放 CO_2 , 水体 pH 值降低^[22]. 随着降雨过程的出现, 水温和 pH 值的昼夜变化消失, 表现出先下降后上升的过程. 这主要是由于降水温度和 pH 值都较低^[23], 降雨停止后水岩相互作用增强, 碳酸盐岩风化强度增加使水体 pH 值上升^[24].

HCO_3^- 质量浓度与河水电导率呈同步变化趋势, 并出现 3 个低值(图 3). 第一场及第二场降雨造成 HCO_3^- 离子质量浓度及电导率下降较明显, 且第二场降雨后(5 月 14 日)达到最低值, 随后快速回升, 这主要是降雨引起的稀释效应造成的^[11,15,25-26]. 而第二场与第三场降雨相隔 24 h, 这段时间内碳酸盐岩溶解所产生的大量溶解离子导致电导率和 HCO_3^- 离子质量浓度显著增加, 达到监测期峰值. 第三场降雨后电导率和 HCO_3^- 离子质量浓度略微下降后维持稳定.

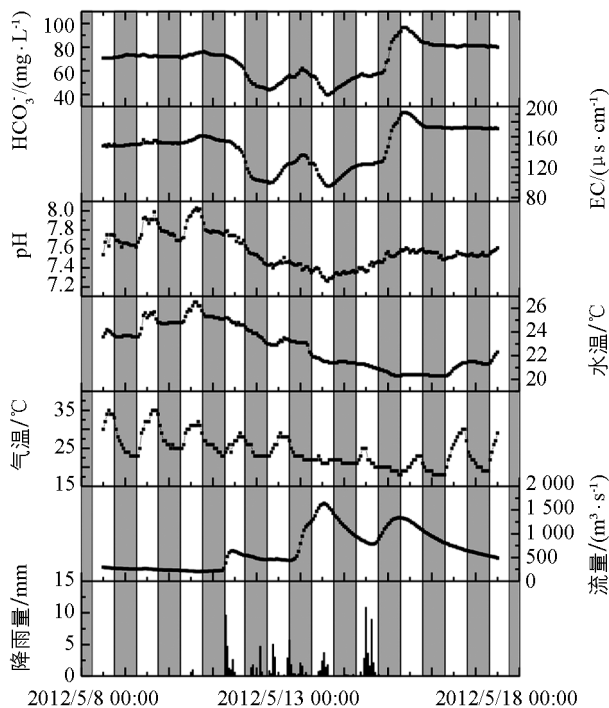
相对于监测期内的 3 次洪峰, 所观测到的 3 次 HCO_3^- 质量浓度峰值均有一定滞后性. 桂林丫吉岩溶实验场研究表明, 岩溶水文系统对降雨的响应十分迅速^[26], 降雨情况下, 分布于岩溶管道和裂隙中的岩溶水随雨水快速进入河流中, 与地表径流等快速形成流量峰值, 使河流洪峰时高 HCO_3^- 质量浓度的岩溶水比例较大, 因而流量最高时, HCO_3^- 并不是最低值, 经过一段时间河水的稀释效应后, HCO_3^- 才达到最低值.

4.1.2 平水期

平水期监测期间流量总体呈下降趋势(图 4), 流量从最初的 $205 \text{ m}^3/\text{s}$ 降到 $131 \text{ m}^3/\text{s}$, 平均流量为 $171 \text{ m}^3/\text{s}$, 这是由于监测期为夏季, 气温较高, 蒸发迅速且降水较少, 导致流量不断减少. 期间略有上升, 7 月 7 日 18:00 流量达到监测期最大值 $214 \text{ m}^3/\text{s}$, 是由监测期间上游大溶江降雨引起的.

与洪水期不同, 流域内 pH 值、水温均呈现明显的昼夜变化特征: 白天高、夜间低, 受水生植物光合作用、呼吸作用控制.

河水电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度同样具有同步性, 变化趋势均分为两个阶段: 1) 7 月 9 日 14:00 前, 二者均呈波动下降趋势, 主要受到降雨造成的稀释作用影响; 2) 7 月 9 日 14:00 后逐渐回升, 表现出明显的昼夜变化, 白天低、夜间高, 这一观测结果与桂林岩溶水文地质试验场的监测结果一致^[27], 主要受



* 注: 阴影部分为每日 18:00—次日 06:00.

图 3 5 月洪水期流域内物理化学动态变化特征

控于水温及水生植物的光合作用及呼吸作用^[28-29]. 已有研究表明, 河流水生植物的光合作用和呼吸作用、水文及河流脱气作用等都会引起河流中主要离子的昼夜变化, 使河流离子质量浓度白天低、夜晚高, 进而引起水体 EC 及 pH 的昼夜变化^[30].

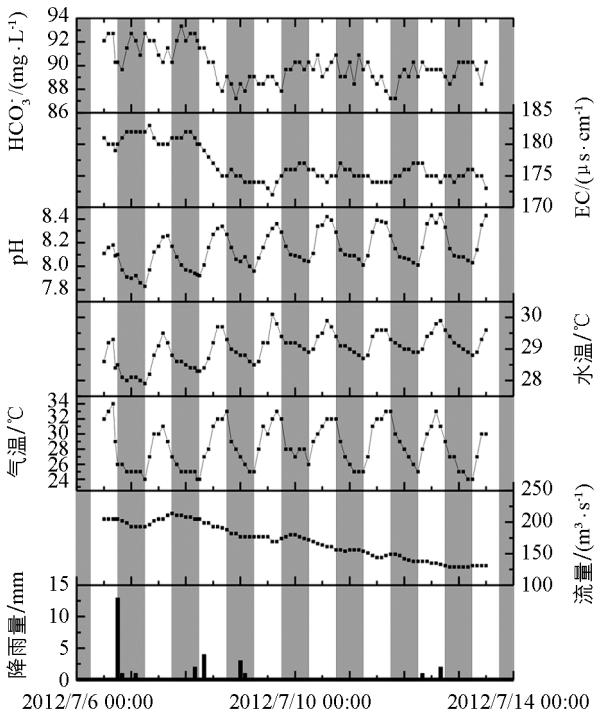
此外, 平水期监测期间 HCO_3^- 质量浓度变化也表现出滞后于流量的现象: 第一场降雨后, 7 月 7 日 18:00 流量达到平水期监测期间最大值, 7 月 8 日 22:00 左右 HCO_3^- 达到监测期间最小值; 后两场降雨后, 7 月 9 日 22:00 流量出现一个小峰值, 随后 7 月 11 日 18:00 左右 HCO_3^- 出现一个低值. 但与洪水期相比, 平水期 HCO_3^- 低值滞后于洪峰 26h, 洪水期仅滞后 20h, 这可能是由于平水期(7 月)监测中植被茂盛, 对地表水截留效应明显造成的.

4.1.3 枯水期

如图 5 所示, 枯水期流域内降雨量较小, 河流流量受蒸发作用影响而逐渐降低, 从 $120 \text{ m}^3/\text{s}$ 降低到 $72 \text{ m}^3/\text{s}$, 平均流量 $96 \text{ m}^3/\text{s}$.

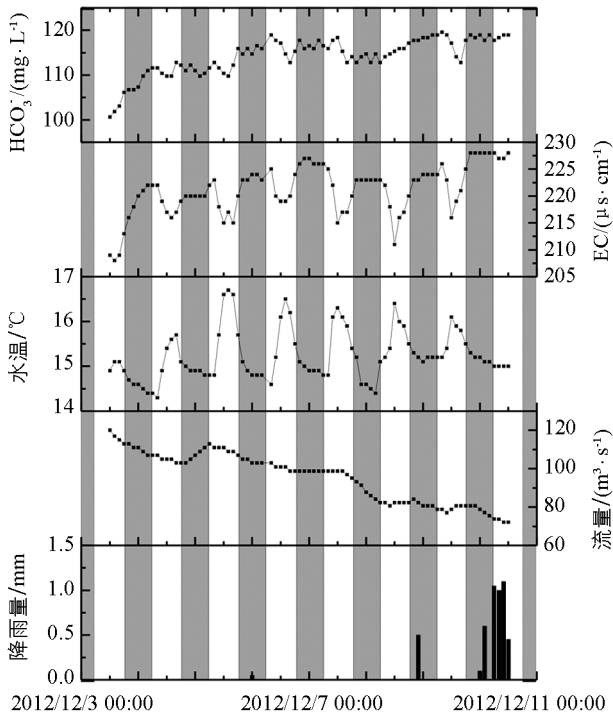
受蒸发作用控制, 枯水期监测期间河水中溶质质量浓度增加, 河水电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度总体呈上升趋势, 并表现出不同程度的昼夜变化特征: 白天低, 夜晚高.

与平水期($172\sim183 \mu\text{s}/\text{cm}$)相比, 枯水期水体电导率在 $208\sim228 \mu\text{s}/\text{cm}$ 间变化, 变幅较大, 这可能是由于水生植物在枯水期对水体环境变化更为敏感造成的. 虽然已有研究表明夏季温度高、光照强, 水生植物活性增强, 有利于光合呼吸作用^[31], 但夏季河流流速较快、水深、河水透明度较小, 可能造成大型水生植物的种类相对单调、覆盖度小; 枯水期期间河流流量小, 水流较浅, 据前人研究^[32], 河道宽且浅的河流水温昼夜变幅较大, 从而影响水生植物对环境变化的响应, 以上原因均可能导致水生植物在枯水期对水体环境变化更为敏感.



* 注: 本次监测降雨地点为大溶江.

图 4 7 月平水期流域内物理化学动态变化特征



* 注: 阴影部分为每日 18:00—次日 06:00.

图 5 12 月枯水期流域内物理化学动态变化特征

4.2 不同时期研究区岩溶无机碳通量动态变化特征及其机理

4.2.1 岩溶无机碳通量的影响因素

由公式(1)可知, 岩溶区无机碳通量主要受流量及 HCO_3^- 离子质量浓度两个因素控制. 3 个监测期

中,流量与碳通量均呈显著线性相关关系,二者相关系数明显大于 HCO_3^- 离子质量浓度与碳通量的相关系数(表 2),表明流量是流域无机碳通量的主导因素^[12, 15, 29]. 而 HCO_3^- 变化受气温、降水、径流量和土壤 CO_2 含量等因素的综合影响,能够迅速响应环境变化^[28],与碳通量的关系也较为复杂,涉及到不同反应机理^[33-34].

3 次监测结果表明,岩溶区水体 HCO_3^- 质量浓度主要受风化作用及稀释作用的影响,与前人研究结果一致^[1, 34].

表 2 不同监测期 HCO_3^- 质量浓度、流量及无机碳通量平均值、变化范围、CV 及相关分析结果

时间	HCO_3^- 质量浓度				流 量				碳 通 量	
	平均值/ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	变化范围/ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	CV/ %	与碳通量 相关系数	平均值/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	变化范围/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	CV/ %	与碳通量 相关系数	平均值/ ($\text{kg C} \cdot \text{s}^{-1}$)	变化范围/ ($\text{kg C} \cdot \text{s}^{-1}$)
5 月	68.13	39.66—96.41	20.00	0.326 *	672.83	202—1640	60.00	0.872 *	4.43	1.50—12.61
7 月	89.99	87.23—93.33	1.60	0.590 *	170.64	129—214	15.90	0.996 *	1.51	1.12—1.93
12 月	114.19	100.65—119.56	3.60	-0.543 *	95.54	72—120	13.60	0.968 *	1.07	0.84—1.24 *

注: $p < 0.01$, 极有统计学意义.

4.2.2 不同时期研究区岩溶无机碳通量对比

图 6 可看出,3 个监测期无机碳通量的变化趋势与河水流量基本一致,但又各自表现出不同特征.

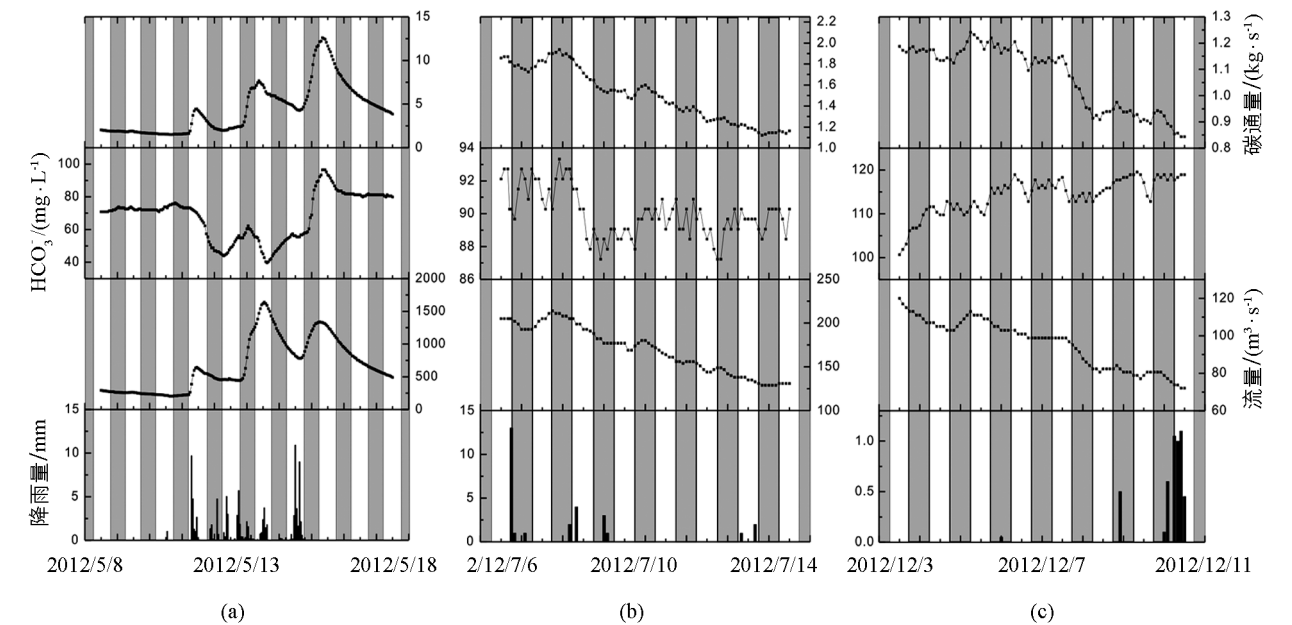


图 6 不同时期降雨量、流量、 HCO_3^- 和岩溶碳通量动态过程曲线

洪水期监测中,碳通量最高值出现在第三次洪峰中,而不是流量最大的第二次洪峰,这是由于第三次洪峰中 HCO_3^- 质量浓度最高,表明流域碳通量的变化并非完全由流量决定,还受到 HCO_3^- 质量浓度的影响.

此次监测期间,流量及碳通量均为 3 次监测期中的最大值,但二者相关系数并非最大(表 2). 通过对比不同监测期 HCO_3^- 离子质量浓度、流量的变异系数(表 2),发现监测期间 HCO_3^- 质量浓度变异系数最大,而其他两个监测期中 HCO_3^- 质量浓度变异系数较小. 这一现象表明当河流流量与 HCO_3^- 质量浓度发生变化时,碳通量更倾向于受变幅较大的因素控制.

与洪水期相比,平水期和枯水期监测期间碳通量变化较为一致,均呈波动下降趋势,期间略有上升,如平水期中 7 月 7 日 6:00 开始碳通量逐渐上升,22:00 达到平水期最大值(1.95 kg C/s)后再次下降,枯水期中 12 月 5 日 0:00 碳通量开始逐渐上升,6:00 达到枯水期最大值(1.24 kg C/s)后再次下

降, 表现出受水动力条件控制. 但不同于洪水期, 平水期和枯水期 HCO_3^- 质量浓度更易受到水中水生植物的光合作用及呼吸作用的影响^[35], 表现出日动态变化, 进而导致河流碳通量也表现出明显的昼夜变化, 即白天低、夜晚高.

此外, 枯水期碳通量与 HCO_3^- 质量浓度呈负相关关系(表 2), 随 HCO_3^- 质量浓度增加而降低, 这是由于枯水期流量较小, HCO_3^- 质量浓度较大, 与流量呈反比, 因而 HCO_3^- 质量浓度越大, 河水流量越小, 导致碳通量越小.

5 结 论

1) 对漓江流域 3 个不同时期高分辨率的昼夜监测都表明, 漓江流域河流水化学类型为 HCO_3-Ca 型, 表明漓江流域水化学成分主要来源于碳酸盐岩溶解, 受控于漓江流域广泛分布的深厚质纯浅海—滨海相碳酸盐岩沉积的地质背景.

2) 研究区河水流量由高到低分别为洪水期、平水期、枯水期, 而电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度由高到低分别为枯水期、平水期、洪水期, 主要受控于水动力条件, 河流流量增大产生的稀释作用是洪水期河水电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度低的主要原因. 此外平水期高温导致的生物活动增强, 加速方解石等矿物溶解也是造成平水期质量浓度高于洪水期的原因之一. 同时, 3 个监测期中, 枯水期水体电导率变化范围大于平水期, 表明枯水期期间, 水生植物对水体环境变化可能更为敏感.

3) 3 个监测期结果均表明, 在无降雨或降雨较少的条件下, 研究区水体电导率、pH 值、 HCO_3^- 离子质量浓度主要受控于温度及水生植物光合作用、呼吸作用控制, 表现出明显的昼夜变化特征: pH 值随水温表现为白天高、夜晚低; 电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度则相反; 降雨条件下河流流量增大, 水温及 pH 值主要受降雨影响, 电导率及 HCO_3^- 离子质量浓度受稀释作用而降低, 主要受控于水动力条件.

4) 无机碳通量由高到低分别为洪水期(平均 4.43 kg C/s)、平水期(平均 1.51 kg C/s)、枯水期(平均 1.07 kg C/s), 洪水期无机碳通量在全年碳通量中占极大比例. 岩溶区水体无机碳通量主要受控于流量及 HCO_3^- 离子质量浓度, 研究表明, 除流量是碳通量的首要因素外, 当流量及 HCO_3^- 质量浓度同时发生变化时, 碳通量更倾向于随变异系数较大的一方的变化而变化, 枯水期碳通量表现出的昼夜变化也说明了这一点.

参考文献:

- [1] MACKAY A. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [J]. Journal of Environment Quality, 2008, 37(6): 2407.
- [2] STOCKER F, QIN D, PLATTNER G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [J]. Computational Geometry, 2013, 18(2): 95—123.
- [3] GOMBERT P. Role of Karstic Dissolution in Global Carbon Cycle [J]. Glogbal and Planetary Change, 2002, 33(1): 177—184.
- [4] 袁道先, 刘再华, 林玉石. 中国岩溶动力系统 [M]. 北京: 地质出版社, 2002.
- [5] 袁道先. 现代岩溶学在我国的发展 [J]. 中国科学基金, 2005, 19(3): 139—141.
- [6] HOUGHTON J E T, DING Y H, GRIGGS J, et al. IPCC 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [7] CORBEL J. Érosion en Terrain Calcaire (Vitesse d'érosion et Morphologie) [J]. Annales de Géographie, 1959, 68(366): 97—120.

- [8] 刘再华. 碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO₂ 沉降的贡献 [J]. 中国岩溶, 2000, 19(4): 293—300.
- [9] 蒋忠诚, 袁道先, 曹建华, 等. 中国岩溶碳汇潜力研究 [J]. 地球学报, 2012, 33(2): 129—134.
- [10] 曹建华, 杨 慧, 康志强. 区域碳酸盐岩溶蚀作用碳汇通量估算初探: 以珠江流域为例 [J]. 科学通报, 2011, 56(26): 2181—2187.
- [11] 于 爽, 杜文越, 孙平安, 等. 亚热带典型河流水化学特征、碳通量及影响因素 [J]. 水文, 2015, 35(4): 33—41.
- [12] 何师意, 康志强, 李清艳, 等. 高分辨率实时监测技术在岩溶碳汇估算中的应用——以板寨地下河监测站为例 [J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(3): 157—161.
- [13] 蒲俊兵, 袁道先, 扈志勇, 等. 高分辨率监测岩溶地下水 NO₃⁻ 的动态变化及对外界环境的响应 [J]. 环境科学, 2011, 32(3): 680—686.
- [14] 杨平恒, 袁道先, 蓝家程, 等. 基于在线高分辨率监测和定量计算的岩溶地下水示踪试验 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2013, 35(2): 103—108.
- [15] 康志强, 袁道先, 常 勇, 等. 岩溶碳通量的主控因子——水循环 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(5): 1542—1547.
- [16] 张红波, 何师意, 闫志为, 等. 岩溶区河流洪水过程中的碳汇动态变化——以桂林漓江为例 [J]. 桂林理工大学学报, 2012, 32(4): 512—518.
- [17] 原雅琼, 何师意, 于 爽, 等. 柳江流域柳州断面水化学特征及无机碳汇通量分析 [J]. 环境科学, 2015, 36(7): 2437—2445.
- [18] 邓自强, 林玉石, 张美良, 等. 桂林地质构造与岩溶地貌发育的时序关系 [J]. 中国岩溶, 1986, 5(4): 57—64.
- [19] MOOK W G. ¹³C in Atmospheric CO₂ [J]. Netherlands Journal of Sea Research, 1986, 20(2): 211—223.
- [20] MEYBECK M. Pathways of Major Elements from Land to Ocean Through Rivers [C] // Martin J M, Burton J D, Eisma D, eds. River in Puts to Ocean Systems. New York: United Nations Press, 1981: 18—30.
- [21] 孙会国, 汉景泰, 张淑荣, 等. “05—06”西江特大洪水对河流碳输出通量的影响 [J]. 科学通报, 2006, 51(23): 2773—2779.
- [22] 章 程. 岩溶区河流水化学昼夜变化与生物地球化学过程 [J]. 中国岩溶, 2015, 34(1): 1—8.
- [23] 于 爽, 何师意, 杨 慧, 等. 酸雨对广西典型碳酸盐岩地区碳源效应研究 [J]. 地球与环境, 2012, 40(1): 44—49.
- [24] 刘再华, 袁道先, 何师意. 岩溶动力系统水化学动态变化规律分析 [J]. 中国岩溶, 1999, 18(2): 103—108.
- [25] LIU Z, LI Q, SUN H, et al. Seasonal, Diurnal and Storm-Scale Hydrochemical Variations of Typical Epikarst Springs in Subtropical Karst Areas of SW China: Soil CO₂ and Dilution Effects [J]. Journal of Hydrology, 2007, 337(1): 207—223.
- [26] 姜光辉, 于 爽, 常 勇. 利用水化学方法识别岩溶水文系统中的径流 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(5): 1535—1541.
- [27] 吕保樱, 刘再华, 廖长君, 等. 水生植物对岩溶水化学日变化的影响——以桂林岩溶水文地质试验场为例 [J]. 中国岩溶, 2006, 25(4): 335—340.
- [28] 刘 春, 杨 静, 聂云鹏, 等. 不同时间尺度喀斯特小流域溪流水文水化学特征 [J]. 应用生态学报, 2015, 26(9): 2615—2622.
- [29] YU S, DU W Y, SUN P A, et al. Study on the Hydrochemistry Character and Carbon Sink in the Middle and Upper Reaches of the Xijiang River Basin, China [J]. Environmental Earth Sciences, 2014, 74(2): 997—1005.
- [30] 张 陶, 蒲俊兵, 袁道先, 等. 亚热带典型岩溶区地表溪流水文地球化学昼夜变化及其影响因素研究 [J]. 环境科学, 2014, 35(8): 2944—2951.
- [31] 郑 洁. 水生植物生物地球化学行为对岩溶碳汇的影响研究——以重庆丰都雪玉洞地下河流域为例 [D]. 重庆: 西南大学, 2014.
- [32] NIMICK D A, CLEASBY T E, MCCLESKEY R B. Seasonality of Diel Cycles of Dissolved Trace-Metal Concentrations in a Rocky Mountain Stream [J]. Environmental Geology, 2005, 47(5): 603—614.
- [33] 胡毅军, 蒋勇军, 李林立. 表层岩溶泉域短时间尺度岩溶作用碳汇效应初步研究——以重庆市金佛山水房泉域为例

- [J]. 中国岩溶, 2011, 30(2): 169—174.
- [34] ZHAO M, LIU Z, LI H C, et al. Response of Dissolved Inorganic Carbon (DIC) and $^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ to Changes in Climate and Land Cover in SW China Karst Catchments [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2015, 165: 123—136
- [35] 莫 雪, 蒲俊兵, 袁道先, 等. 亚热带典型岩溶区地表溪流溶解无机碳昼夜变化特征及其影响因素 [J]. 第四纪研究, 2014, 34(4): 873—880.

A High-Resolution Monitoring Research of the Carbon Flux Dynamic Behaviors of Rivers in Karst Areas in Different Periods of the Year ——A Case Study in the Lijiang River Basin

HE Ruo-xue^{1,2}, SUN Ping-an¹, YU Shi¹, HE Shi-yi¹

1. Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences/Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR and GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China;
2. Science and Technology Office, Chengdu Technological University, Chengdu 611730, China

Abstract: In order to investigate the hydrogeochemical characteristics and the changes of inorganic carbon flux of a karst watershed at different periods of the year and their influencing factors, diurnal high-frequency monitoring was made of the Lijiang River at the flood period (from 8 to 17 of May), the usual discharged period (from 6 to 13 of July) and the dry period (from 3 to 10 of December) in 2012. Hydrodynamics was shown to be the primary factor that controlled the hydrogeochemical characteristics of the water body in the study area, especially during rainfall. The dilution effect played a leading role. Temperature, pH, EC and ion concentration dropped steadily during the course of rainfall. On the other hand, when there was no rainfall, the hydrogeochemical characteristics were mainly affected by temperature and the photosynthesis of aquatic plants with a significant diurnal pattern, where water temperature and pH were high at daytime and low at night while EC and HCO_3^- -concentration were low at daytime and high at night. The flood period had the highest carbon flux (4.43 kg C/s), followed by the usual discharged period (1.51 kg C/s) and the low period (1.07 kg C/s). It was co-controlled by hydrodynamic condition and HCO_3^- -concentration. However, it varied with the factor which was with the high CV value while flux and HCO_3^- -concentration varied simultaneously.

Key words: the Lijiang River; carbon flux; high-frequency monitoring

