

河流-水库体系水体表层 $p\text{CO}_2$ 时空变化特征及其扩散通量

——以六冲河、洪家渡水库、红枫湖为例

彭 希^{1,2}, 刘丛强¹, 王宝利^{1,*}, 赵颜创^{1,2}, 汪福顺³

(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 550002;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 上海大学环境与化学工程学院, 上海 200444)

摘要:为了了解筑坝后河流-水库体系 CO_2 的释放特征, 本研究于 2011 年 5 月至 2012 年 5 月调查了乌江流域的六冲河以及处于不同营养水平的洪家渡水库和红枫湖表层水体的基本物理、化学和生物参数及溶解无机碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$), 分析计算表层水体 $p\text{CO}_2$ 及水气界面的 CO_2 交换通量 (CO_2 flux)。六冲河、洪家渡水库和红枫湖表层水体的 $p\text{CO}_2$ 年平均值分别为 $684 \pm 195 \mu\text{atm}$ 、 $884 \pm 484 \mu\text{atm}$ 和 $592 \pm 596 \mu\text{atm}$, 均大于大气中的 $p\text{CO}_2$, 表现为大气 CO_2 的源。红枫湖表层水体中的 $p\text{CO}_2$ 受到藻类等水生生物的作用最强, 洪家渡水库次之, 六冲河表层水体最弱, 导致它们表层水体中的 $p\text{CO}_2$ 具有明显不同的时间分布特征, 相应的 CO_2 flux 的时间分布也明显不同。红枫湖的初级生产力水平最高, 在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月时表现为大气 CO_2 的汇, 水气界面的交换通量平均为 $-5.70 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和 $p\text{CO}_2$ 同步变化揭示了水体表层 $p\text{CO}_2$ 时空变化受藻类等生物活动的影响。本研究表明, 高频率的监测对于准确评估河流-水库体系 CO_2 flux 非常必要。

关键词: CO_2 扩散通量; 初级生产力; 筑坝; 乌江

中图分类号: P592 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2013)02-0097-07

河流作为连接陆地和海洋生态系统两大碳库的重要环节, 成为全球碳循环研究的一个重要组成部分。近年来, 河流的自然性质和作用过程受到流域内不断加强的人为活动的强烈冲击^[1-3]。其中, 水利大坝对河流的拦截调蓄是对河流及流域生态系统最重要、最显著、最广泛的人为影响事件。我国是世界上建立水库数量最多的国家, 截止至 2008 年底, 修建水库 86353 座, 其中西南地区修建水库 17126 座, 占全国总水库量的 19.8%^[4]。

大坝在带来了巨大经济效益的同时也引发了相应的问题。水库对大气 CO_2 的源、汇问题及其影响因素逐渐成为人们关注的焦点。乌江流域是长江上游南岸最大的支流, 其流域将建成 11 级的梯级

水库, 以该流域河流-水库系统为模型, 对河流水库体系 $p\text{CO}_2$ 及其扩散通量的研究对于大坝建设等将有一定的实际意义。已有的研究大多是单独针对建库年龄较大或者是建库年龄较小的研究^[5-8], 并且均是按年或季度进行的调查研究。而河流筑坝形成的水体湖沼化发育显著, 浮游植物的生长呈现出明显的昼夜、季度和年度变化。因此, 要准确地了解筑坝对河流碳循环的影响, 必须要提高监测和采样频率。本研究选取了乌江流域建库较久的红枫湖和新建的洪家渡水库作为研究对象, 对它们进行了两周一次为期一年的野外监测和取样分析, 目的是为更加确切地了解河流-水库体系水体表层 $p\text{CO}_2$ 时空变化特征及控制机制。

收稿日期: 2012-11-06; 改回日期: 2012-12-31

基金项目: 国家重大科学研究计划 (2013CB956703) 和国家自然科学基金 (41021062 和 41273128) 联合资助。

第一作者简介: 彭希 (1986—), 女, 博士研究生, 主要从事河流-水库系统碳元素循环。E-mail: pengxi5188@163.com.

* 通讯作者: E-mail: baoliwang@163.com.

1 研究区域与方法

1.1 研究区域概况

乌江是贵州省的第一大河,发源于贵州省西北部乌蒙山东麓,有南、北2源,流域面积87920 km²,是长江右岸最大支流。洪家渡水库位于乌江北源六冲河下游,是乌江唯一具有多年调节能力的龙头水库。洪家渡电站是乌江梯级开发的关键工程之一,是贵州能源基地的骨干电站。该水库于2001年开始截流,水库总库容49147×10⁸ m³,最高水位1140 m,最低水位1076 m,为高坝峡谷型水库;水库库形狭长,地理位置特殊,污染物来源少,能够充分体现贵州新建水库演化的特点。红枫湖地处贵州中部乌江主要支流猫跳河的上游,是典型的深水分层人工水库。红枫湖建于1959年,主要由南、北两湖组成,流域面积1596 km²,最大库容6101×10⁸ m³,水面面积5712 km²,水体滞留时间为119 d,湖水平均深度为10.25 m,最大深度为45 m,为目前贵州省最大的喀斯特水库。流域内岩溶作用发育,石灰土与黄壤分布,属亚热带湿润季风气候,四季温差不大,雨量充沛,多年平均气温14~15℃,多年平均降雨量为1000~1300 mm。

1.2 样品采集

于2011年5月至2012年5月分别对乌江流域

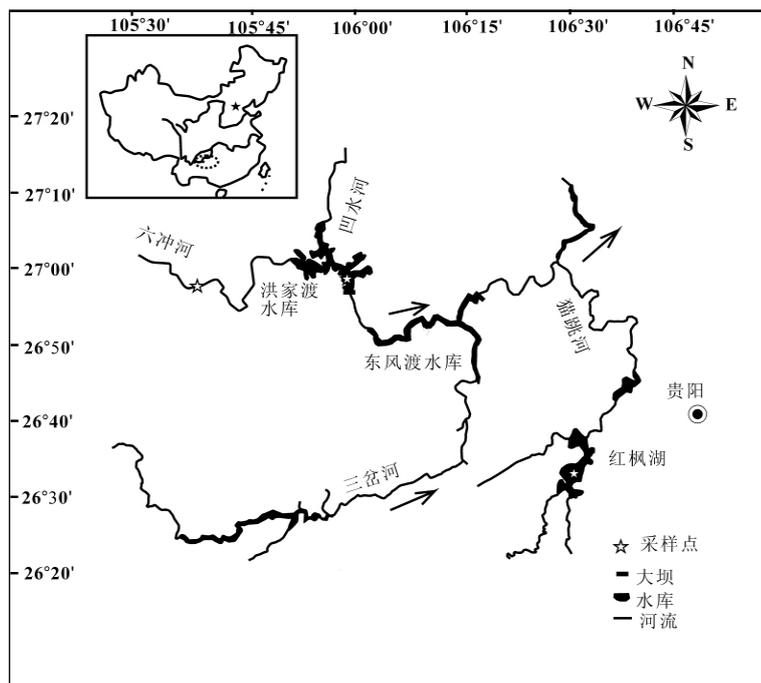


图1 采样点位置图
Fig. 1 Sampling Sites

的六冲河(LCH)、洪家渡水库(HJD)、红枫湖(HFH)进行每月两次的现场监测和样品采集(图1),监测和采集的水样均为表层水体(0.5 m)。

1.3 分析方法

用水质参数仪 YSI-6600(美国金泉公司生产)原位测定 pH、水温(T)、溶解氧量(DO),用德国 WALZ 公司的 Phyto-PAM 测定叶绿素 a(*Chl-a*)含量,并用盐酸现场滴定水样碱度(ALK)。研究区域水体中的 ALK 中 HCO₃⁻ 为主要的成分。采集的水样低温保存,24 h 内用 0.70 μm(Whatman GF/F)的玻璃纤维滤膜过滤水样,分装于相应的容器中,分别用于测定阴阳离子、溶解性有机碳(DOC)、溶解性无机碳同位素组成(δ¹³C_{DIC})。用于测定阳离子(Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺和Na⁺)的水样中加入超纯 HNO₃,使水样酸化至 pH<2,测定阴离子(SO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻)的样品直接封装后冷藏保存。用于测定 DOC 的水样中加入浓 H₃PO₄ 后冷藏保存。阴离子采用 Dionex 公司 ICS-90 型离子色谱仪进行分析,检测限为 0.01 mg·L⁻¹。阳离子用 ICP-OES 进行检测,检测限为 0.01 mg·L⁻¹。溶解性有机碳利用 OI Analytical Aurora 1030 TOC 分析仪测定,检测限为 0.01 mg·m⁻³。用于测定 δ¹³C_{DIC} 的水样加入 HgCl₂ 毒化抑制微生物活动,容器中不留气泡,用封口胶(Parafilm)密封后盖紧,尽快进行碳同位素组成测定。

将带回的水样注入已抽好真空并放有浓磷酸和小磁棒的玻璃瓶中,水浴 50℃ 加热,高真空萃取,通过冷阱分离,收集纯 CO₂ 气体再用 MAT252 质谱仪测定 δ¹³C_{DIC}^[9]。δ¹³C_{DIC} 的分析误差为 0.1‰,测定的值以千分比为单位(‰),并与国际标准 PDB 相对应,具体见(1)式:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}(\text{‰}) = \left[\frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

1.4 数据处理

水体中的二氧化碳分压(*p*CO₂)根据水温、碱度、pH 以及离子强度计算获得^[10,11]。方解石钙饱和指数(SIc)由下列方程计算得到,利用 SPSS16.0 计算 Pearson 相关系数。:

$$\text{SIc} = \log((\text{Ca}^{2+})(\text{CO}_3^{2-})/\text{Kc}) \quad (2)$$

2 结果分析

2.1 水文地球化学参数时空变化

研究中所测得的水质参数年平均值见表 1。HJD 和 HFH 库区水体在夏、秋两季时形成水温分层^[12,13]。在研究期间, 水库点的水温略高于河流点的水温(表 1)。研究各点的年均 pH 相似, 但 HJD 和 HFH 在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月的 pH 高于 2012 年 1 月至 2012 年 3 月的值, 而 LCH 无明显变化(表 1)。不同于 T 和 pH, 研究各点的 DO 具有明显的差异(表 1)。河流中的 DO 和水库中的 DO 具有相反的时间分布特征。LCH 的 DO 在 2011 年 10 月至 2012 年 3 月最高, 2011 年 5 月至 2011 年 9 月最低, HJD 和 HFH 则是在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月最高, 2011 年 10 月至 2012 年 12 月含量最

低(表 1)。

HFH 的 $Chl-a$ 年均含量($23.9 \mu g \cdot L^{-1}$)明显高于 LCH($1.6 \mu g \cdot L^{-1}$)和 HJD($2.4 \mu g \cdot L^{-1}$)的 $Chl-a$ 年均含量。LCH 的 $Chl-a$ 含量基本无时间变化, HFH 中的 $Chl-a$ 双周之间的变化明显, 在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月的含量最高(图 2)。研究各点的 DOC 含量各不相同, 其中 HFH 表层水体中的 DOC 含量最高(表 1)。

2.2 Si_c 、 HCO_3^- 、 pCO_2 以及 $\delta^{13}C_{DIC}$ 的时空变化

研究中所测得的 Si_c 、 HCO_3^- 、 pCO_2 以及 $\delta^{13}C_{DIC}$ 年平均值见表 1。在研究区域中 Si_c 基本上都大于 0, 处于碳酸钙过饱和状态(表 1)。LCH 和 HJD 表

表 1 六冲河、洪家渡和红枫湖各水质参数年平均值

Table 1 The annual average values of water quality parameters for LCH, HJD and HFH

位置	T (°C)	pH	DO ($mg \cdot L^{-1}$)	Chl-a ($\mu g \cdot L^{-1}$)	DOC ($mg \cdot L^{-1}$)	Si_c	ALK ($mmol \cdot L^{-1}$)	$\delta^{13}C_{DIC}$ (‰)	pCO_2 (μatm)
LCH	17.2 ± 4.9^a	8.3 ± 0.1	9.2 ± 1.1	1.6 ± 0.4	6.9 ± 5.0	0.54 ± 0.14	2.0 ± 0.2	-8.0 ± 0.8	684 ± 195
HJD	18.5 ± 5.6	8.2 ± 0.2	7.9 ± 0.8	2.4 ± 0.6	7.2 ± 5.9	0.45 ± 0.24	1.9 ± 0.3	-6.7 ± 1.5	884 ± 484
HFH	18.1 ± 6.3	8.4 ± 0.4	8.8 ± 2.2	23.9 ± 9.0	8.8 ± 6.4	0.37 ± 0.20	1.5 ± 0.4	-3.1 ± 2.6	592 ± 595

a-平均值±标准偏差

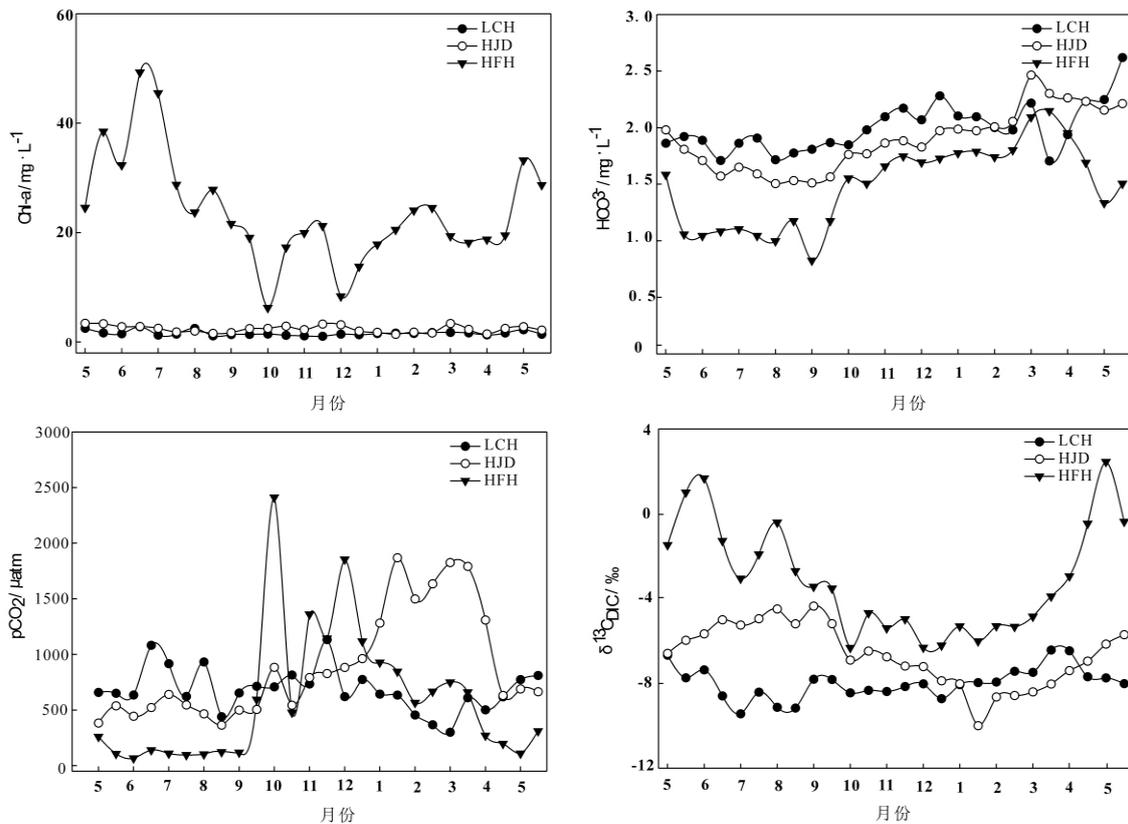


图 2 $Chl-a$ 、 HCO_3^- 、 pCO_2 以及 $\delta^{13}C_{DIC}$ 时空变化

Fig. 2 Temporal and spatial variations in $Chl-a$, HCO_3^- , pCO_2 and $\delta^{13}C_{DIC}$

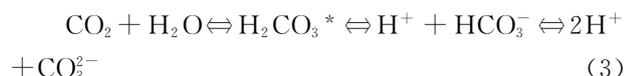
层水体中的 HCO_3^- 年均含量差别不大, HFH 表层水体中的 HCO_3^- 含量最低。各点在 2011 年 7 月至 2011 年 9 月的 HCO_3^- 含量最低, HFH 表层水体中的 HCO_3^- 含量双周之间有明显变化(图 2)。

研究各点表层水体中的 $p\text{CO}_2$ 平均值均大于大气中的 $p\text{CO}_2$ ($380 \mu\text{atm}$), 表现为大气 CO_2 源。但各点 $p\text{CO}_2$ 表现出明显不同的时间变化特点, LCH 表层的 $p\text{CO}_2$ 双周之间基本无变化, 而 HJD 和 HFH 的 $p\text{CO}_2$ 在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月要低一些(图 2), 尤其是 HFH, 在 2011 年 7 月至 2011 年 9 月期间表现为碳汇。研究各点表层水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 平均值明显不同, 其中 HFH 表层水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 平均值明显高于 HJD 和 LCH 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 平均值(表 1)。LCH 表层水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 双周之间基本无差别, 而 HJD 和 HFH 表层水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 在 2011 年 5 月至 2011 年 9 月期间偏正(图 2)。

3 讨论

3.1 影响水体表层 $p\text{CO}_2$ 的环境因子

影响水体表层 $p\text{CO}_2$ 的因素较多。从 $p\text{CO}_2$ 与环境因子的 Pearson 相关性分析(表 2)可以发现在研究区域表层水体中 $p\text{CO}_2$ 都与 pH 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 显著负相关。pH 是控制水体中 $p\text{CO}_2$ 的关键因子, 从以下的方程中可以看出 pH 降低时促进反应向左进行, 水中 $p\text{CO}_2$ 增加, 反之亦然。



水体中的 CO_2 主要来自流域侵蚀、有机物的降解以及大气。 $p\text{CO}_2$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 显著负相关可能是因为当 CO_2 逸出水面或者被藻类等水生生物吸收时 ^{12}C 优先逸出、被吸收, 使得 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 偏正。有机质降解时, 释放较多的 CO_2 , 较多的 ^{12}C 也被释放出来, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 偏负, 这一现象也可能是造成 $p\text{CO}_2$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 显著负相关的原因之一。LCH 和 HFH 中的 $p\text{CO}_2$ 都与 DO 显著负相关, 这主要因为河流以

呼吸作用为主, 消耗氧气, 生成 CO_2 ; 水库光合作用为主, 消耗 CO_2 , 生成氧气。HJD 和 HFH 中的 $p\text{CO}_2$ 都与 T 显著负相关, 这是由于温度的升高导致藻类等生长旺盛, 增加对 CO_2 的吸收。HFH 中的 $p\text{CO}_2$ 与 *Chl-a* 显著负相关, 正说明了这一点。

3.2 水气界面 CO_2 扩散通量

水气界面 CO_2 交换通量受以下几个因素的影响: 1) 水体中 $p\text{CO}_2$ 与大气中 $p\text{CO}_2$ 的分压差; 2) 气体交换系数, 而气体交换系数又受流速、风速、温度等因素影响^[14,15]。水气界面 CO_2 交换通量可由以下分子扩散模型得出:

$$F = k \times (C_{\text{water}} - C_{\text{air}}) \quad (4)$$

式中: F 为水气界面扩散通量 ($\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), $F > 0$ 表示水体向大气中释放 CO_2 , $F < 0$ 表示水体吸收 CO_2 ; C_{water} 为水体中实测溶解 CO_2 浓度; C_{air} 为中大气 CO_2 浓度; k 为气体交换系数^[8,16]。洪家渡水库和红枫湖都位于乌江流域, 位于同一纬度带上, 气候条件相似, 对应的 CO_2 气体交换系数参照红枫湖的取值, 即为 $0.5 \sim 0.8 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ^[8], 计算出各水体水气界面 CO_2 交换通量。交换通量的上、下限分别采用气体交换系数的上、下限代入式(3)进行计算而得。为便于对比, 本文采用保守计算方式, 取值与入库水体和库区表层水体一致, 实际扩散通量大于本处计算值。

研究各点 CO_2 交换通量(CO_2 flux)双周之间有明显的差异(图 3)。LCH、HFH 和 HJD 水气界面 CO_2 全年平均交换通量分别为 $6.80 \sim 10.87 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, $11.25 \pm 18.00 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $4.72 \pm 7.56 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。初步可以看出处于不同营养水平的水体其水体中 CO_2 flux 有不同的时间分布特征。从全年来看, 均为大气 CO_2 的源, 其中 HFH 的交换通量最低。但是 HFH 在夏季和秋季时表现为碳汇(图 3) CO_2 交换通量分别为 $-7.06 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $-6.77 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。与已有结果比较发现, 本研究区域水气界面的

表 2 $p\text{CO}_2$ 与环境因子的 Pearson 相关性系数(N=26)

Table 2 Pearson correlation coefficients of $p\text{CO}_2$ between environmental factors(N=26)

	T	pH	DO	<i>Chl-a</i>	DOC	Slc	HCO_3^-	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$
$p\text{CO}_2$ (LCH)	0.355 ^a	-0.900**	-0.664**	0.203	-0.022	-0.634**	-0.002	-0.441*
$p\text{CO}_2$ (HJD)	-0.874**	-0.954**	-0.314	-0.274	-0.129	-0.915**	0.677**	-0.873**
$p\text{CO}_2$ (HFH)	-0.448*	-0.923**	-0.623**	-0.707**	-0.070	-0.050	0.498**	-0.735**

注: a-相关性系数; **-在 0.01 水平显著相关(双尾); *-在 0.05 水平显著相关(双尾)。

CO_2 扩散通量相对较低(表 3), 这是由于在本研究区域中水库底部淹没的有机质较少。而 Santos 等(2006)^[17] 研究的水库底部有大量的植物残体等富含有机质的物质, 有机质的分解使水体中 $p\text{CO}_2$ 较高。而相比之前的研究结果, HFH 中的 CO_2 扩散通量明显降低, HJD 中的 CO_2 扩散通量增加。

表 3 世界上主要研究水库中水气界面 CO_2 交换通量
Table 3 CO_2 flux through the water-air interface
of most discussed reservoirs worldwide

水库名称	所属国家	气候带	水气界面 CO_2 交换通量($\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)	
			交换通量($\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)	数据来源
Lokka	芬兰	温带	24.00	[18]
Porttipahta	芬兰	温带	35.00	[18]
Eastmain Opinica	加拿大	温带	78.41	[19]
Kinsbasket	加拿大	温带	12.05	[19]
Tre Marias	巴西	热带	25.39	[17]
Samuel	巴西	热带	361.77	[17]
云贵高原	中国	亚热带	10.00	[20]
红枫湖	中国	亚热带	4.72	本研究
洪家渡水库	中国	亚热带	11.25	本研究

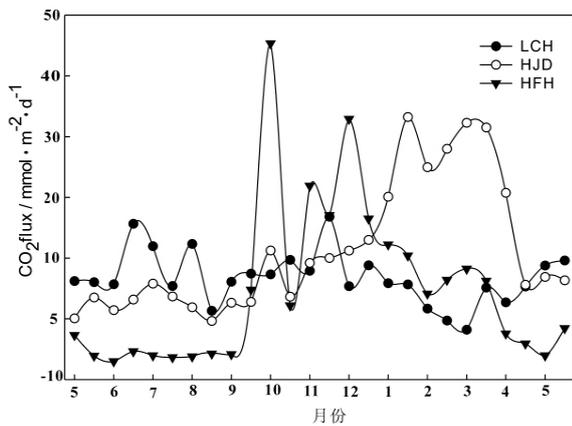


图 3 水气界面 CO_2 交换通量

Fig. 3 CO_2 flux through the water-air interface

3.3 $p\text{CO}_2$ 与营养水平

HJD 和 HFH 的库龄分别为 11 年和 41 年, 并分别处在中富营养化和极富营养化水平。从图 2 中可以看出在 HJD 和 HFH 水体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 具有较大的差异, 体现了水体中 DIC 受藻类等水生生物作用强度不同。在 LCH 和 HJD 研究区域中, $p\text{CO}_2$ 与 SiC 显著负相关, 而这一过程在 HFH 中并不显著, 这可能是因为在 LCH 和 HJD 水体中 $p\text{CO}_2$ 主要受碳酸盐岩的风化影响。从图 2 中可以看出 LCH 和 HJD 在 2 月至 4 月期间的水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 在 -8.5% 左右, 这说明 LCH 水体和 HJD 部分期间的水体中的 $p\text{CO}_2$ 主要受碳酸盐岩的风化控制。

4 结论

河流-水库体系 $p\text{CO}_2$ 时空变化主要受碳酸盐岩作用和藻类等的生物作用的共同控制。LCH 是天然的河流, 其水体中的 $p\text{CO}_2$ 主要受到碳酸盐岩的风化控制; HJD 是处于一般营养水平的水库, 其水体中的 $p\text{CO}_2$ 受到碳酸盐岩的风化和藻类等的生物活动的共同控制; HFH 是处于极富营养化的水库, 其水体中的 $p\text{CO}_2$ 主要受到藻类等的生物活动的控制。HJD 和 HFH 表层水体中的 $p\text{CO}_2$ 双周之间具有较大的变化, 同时其变化随营养水平的不同而不同, 基于 $p\text{CO}_2$ 计算 CO_2 的交换通量也呈现出明显的周变化。可见, 要准确评估河流-水库体系 CO_2 的释放通量, 高频率的监测是非常必要的。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和 $p\text{CO}_2$ 同步变化, 并揭示控制水体表层 $p\text{CO}_2$ 时空变化的生物地球化学过程。很好的响应了生物作用对河流-水库系统中碳循环的影响。

致谢: 感谢中国科学院地球化学研究所的耿龙年工程师在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 测定时予以的帮助, 感谢中国科学院地球化学研究所的王仕禄研究员和丁虎助理研究员在论文写作中予以的帮助。

参 考 文 献

- [1] Meybeck M. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers[J]. *America Journal of Science*, 1982, 282(4): 401-450.
- [2] Ittekkot V. Global trends in the nature of organic matter in the river suspensions[J]. *Nature*, 1988, 332: 436-438.
- [3] Degens E T, Kempe S, Richey J E. *Biogeochemistry of Major World Rivers*[M]. New York, John Wiley & Sons, 1991: 1-382.
- [4] 中华人民共和国国家统计局. 中国统计年鉴[M]. 北京: 中国统计出版社, 2009.

- [5] 刘丛强. 生物地球化学过程与地表物质循环—西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环[M]. 北京: 科学出版社, 2007, 1—608.
- [6] 喻元秀, 刘丛强, 汪福顺, 等. 洪家渡水库溶解二氧化碳分压时空分布特征及其扩散通量[J]. 生态学杂志, 2008, 27(7): 1193—1199.
- [7] 王敏, 张龙军, 桂祖胜. 长江干流有机碳的时空运输特征及三峡工程对其影响[J]. 中国海洋大学学报, 2011, 41(1/2): 117—124.
- [8] Wang S, Yeager K M, Wan G, *et al.* Carbon export and HCO_3^- fate in carbonate catchments: A case study in the karst plateau of southwestern China[J]. Applied Geochemistry, 2012, 27: 64—72.
- [9] Atekawana E A, Krishnamurthy R V. Seasonal variations of dissolved inorganic carbon and $\delta^{13}\text{C}$ of surface water: Application of a modified gas evolution technique[J]. Journal of Hydrology, 1998, 205(3—4): 265—278.
- [10] Stumm W, Morgan J J. Aquatic Chemistry[M]. New York, Wiley, 1981, 1—780.
- [11] Barth J A C, Veizer J. Carbon cycle in St. Lawrence aquatic ecosystems at Cornwall (Ontario), Canada: seasonal and spatial variations[J]. Chemical Geology, 1999, 159: 107—128.
- [12] Yu Y X, Liu C Q, Wang F, *et al.* Dissolved inorganic carbon and its isotopic differentiation in cascade reservoirs in the Wujiang drainage basin[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(16): 1935—1941.
- [13] 夏品华, 林陶, 李存熊, 等. 贵州高原红枫湖水库季节性分层的水环境质量响应[J]. 中国环境科学, 2011, 31(9): 1477—1485.
- [14] Duchemin E, Lucotte M, Canuel R, *et al.* Production of the greenhouse gases CH_4 and CO_2 by hydroelectric reservoirs of the boreal region[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1995, 9(4): 529—540.
- [15] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97 (C5): 7373—7382.
- [16] Cole J J, Caraco N F, Kling G W, *et al.* Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes[J]. Science, 1994, 265: 1568—1570.
- [17] Santos M A, Rosa L P, Sikar B, *et al.* Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants[J]. Energy Policy, 2006, 34 (4): 281—288.
- [18] Huttunen J T, Alm J, Liikanen A, *et al.* Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions[J]. Chemosphere, 2003, 52 (3): 609—621.
- [19] Louis L S V, Kelly C A, Duchemin E, *et al.* Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate[J]. BioScience, 2000, 50 (9): 766—775.
- [20] 王仕禄, 万国江, 刘丛强, 等. 云贵高原湖泊 CO_2 的地球化学变化及其大气 CO_2 源汇效应[J]. 第四纪研究, 2003, 23 (5): 581.

Spatiotemporal Characteristics and Diffusion Flux of Partial Pressure of Dissolved Carbon Dioxide ($p\text{CO}_2$) in the River-Reservoir System as Exemplified by the Liuchonghe River, Hongjiadu Reservoir and Hongfenghu Lake

PENG Xi^{1,2}, LIU Cong-qiang¹, WANG Bao-li^{1,*},
ZHAO Yan-chuang^{1,2}, WANG Fu-shun³

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. School of Environmental and Chemical Engineering, Shanghai University, Shanghai 200444, China)

Abstract: In order to understand the diffusion characteristics of CO_2 in the river-reservoir system after damming, the Liuchonghe River, Hongjiadu Reservoir and Hongfenghu Lake which are different in trophic levels were investigated during May, 2011 to May, 2012. The basic physical, chemical and biological factors and the isotopic composition of dissolved carbon dioxide ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) in these surface waters were measured, too. $p\text{CO}_2$ and the exchange flux of CO_2 (CO_2 flux) through the water-air interface were calculated. The average $p\text{CO}_2$ in the Liuchonghe River, Hongjiadu Reservoir and Hongfenghu Lake were $684 \pm 195 \mu\text{atm}$, $884 \pm 484 \mu\text{atm}$ and $592 \pm 596 \mu\text{atm}$, respectively, which were the carbon source relative to atmospheric $p\text{CO}_2$. The $p\text{CO}_2$ was affected differently by algal activity in the Liuchonghe River, Hongjiadu Reservoir and Hongfenghu Lake. The $p\text{CO}_2$ had different biweekly changes in the Liuchonghe River, Hongjiadu Reservoir and Hongfenghu Lake, and so did the CO_2 flux. The Hongfenghu Lake, of the highest primary productivity, behaved as a carbon sink during May, 2011 to September, 2011, and the average CO_2 flux was $-5.70 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and $p\text{CO}_2$ changed synchronously, indicating that the biogeochemical process controlled the spatiotemporal change of $p\text{CO}_2$ in surface water. The necessity of high monitoring for estimating the CO_2 flux in the river-reservoir system was accurately explained.

Key words: diffusion flux of CO_2 ; primary productivity; damming; Wujiang River system