

DOI: 10.7524/j.issn.0254-6108.2018072302

赵梦, 焦树林, 梁虹, 等. 万峰湖水库回水区二氧化碳分压及扩散通量特征时空变化[J]. 环境化学, 2019, 38(6): 1307-1317.

ZHAO Meng, JIAO Shulin, LIANG Hong, et al. Temporal and spatial variation of carbon dioxide partial pressure and exchange flux characteristics in the backwater area of Wanfeng Lake Reservoir[J]. Environmental Chemistry, 2019, 38(6): 1307-1317.

万峰湖水库回水区二氧化碳分压及 扩散通量特征时空变化*

赵梦¹ 焦树林^{1,2**} 梁虹¹ 曹玉平² 赵宗权² 张倩² 袁热林²

(1. 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳, 550001; 2. 贵州省山地资源与环境遥感应用重点实验室, 贵阳, 550001)

摘要 为了解喀斯特高原水库回水区丰枯水期水体二氧化碳分压变化规律及二氧化碳扩散通量特征, 本文以云贵高原喀斯特水库——万峰湖为例, 于2016年9月和2017年2月对该水库回水区水体表层进行走航监测和采样, 利用水质参数仪现场测定水体参数, 其余水体参数于实验室做进一步测定分析, $p\text{CO}_2$ 通过水化学平衡原理和亨利定律计算得到。结果表明, 丰水期回水区表层 $p\text{CO}_2$ 变化范围为 124.84—374.06 Pa, 均值为 219.580 Pa; 枯水期回水区表层 $p\text{CO}_2$ 变化范围为 210.19—371.53 Pa, 均值为 290.607 Pa, 丰水期 $p\text{CO}_2$ 值小于枯水期。相关性分析得出, 枯水期 $p\text{CO}_2$ 与 T (温度) 呈负相关, 且 $p\text{CO}_2$ 与 Cond (电导率) 和 TDS (总溶解固体物含量) 呈正相关。而丰枯水期 pH 与 $p\text{CO}_2$ 都呈显著负相关。丰水期和枯水期 $p\text{CO}_2$ 均为过饱和状态, 表现为大气 CO_2 的源 (大气 $p\text{CO}_2$ 值为 40.63 Pa)。通过计算得出该研究区 CO_2 扩散通量 (F) 丰枯水期分别为 49.27—193.82 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 54.02—102.83 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均通量为 104.998 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 76.822 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。与世界其他水库相比, 库区水体丰枯水期 CO_2 扩散通量低于热带地区, 普遍高于亚热带、温带地区。

关键词 $p\text{CO}_2$, CO_2 扩散通量, 水体理化参数, 回水区, 万峰湖水库。

Temporal and spatial variation of carbon dioxide partial pressure and exchange flux characteristics in the backwater area of Wanfeng Lake Reservoir

ZHAO Meng¹ JIAO Shulin^{1,2**} LIANG Hong¹ CAO Yuping²
ZHAO Zongquan² ZHANG Qian² YUAN Relin²

(1. School of Geography and Environmental Science, Guizhou Normal University, Guiyang, 550001, China;

2. Key Laboratory of Remote Sensing Application on Mountain Resources and Environment in Guizhou province, Guiyang, 550001, China)

Abstract: In order to understand the variation of carbon dioxide partial pressure and the diffusion flux of carbon dioxide water in the backwater area of the karst plateau reservoir in wet and dry season, this paper took the Yunnan-Guizhou Plateau Karst Reservoir-Wanfeng Lake as an example. And the surface of the water body in the backwater area of this reservoir was monitored and sampled in September 2016 and February 2017. Then, the water parameters were detected on site by using the water quality parameter instrument. Other remaining water parameters were further measured and analyzed in the laboratory, and $p\text{CO}_2$ was calculated by the principle of water chemical equilibrium and Henry's law. The results showed: (1) the variation range of the surface $p\text{CO}_2$ in wet season was 124.84—374.06 Pa with the average value of 219.580 Pa. (2) the variation range of the surface $p\text{CO}_2$ in dry season was

2018年7月23日收稿 (Received: July 23, 2018).

* 贵州省国内一流学科建设项目 (黔教科研发[2017]85号) 和国家自然科学基金 (41263011) 资助。

Supported by First-Class Discipline Construction Project in Guizhou Province (Guizhou Provincial Department of Education Research Project [2017]85) and the National Natural Science Foundation of China (41263011).

** 通讯联系人, E-mail: jiaoshulin@gznu.edu.cn

Corresponding author, E-mail: jiaoshulin@gznu.edu.cn

210.19—371.53 Pa with the mean value of 290.607 Pa, and the $p\text{CO}_2$ value during the wet season was lower than the dry season. Correlation analysis showed: (1) $p\text{CO}_2$ was negatively correlated with temperature (T) during the dry season, and $p\text{CO}_2$ was positively correlated with conductivity (Cond) and total dissolved solids content (TDS). (2) There was a strong negative correlation between pH and $p\text{CO}_2$ in the wet and dry season. The $p\text{CO}_2$ in the wet and dry period was supersaturated, which was expressed as the source of atmospheric CO_2 (atmospheric $p\text{CO}_2$ value is 40.63 Pa). The calculation results showed that the CO_2 diffusion flux (F) in the study area was 49.27—193.82 $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ with the average flux of 104.998 $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. In the dry season, the diffusion flux of CO_2 was 54.02—102.83 $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ with average diffusive flux of 76.822 $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. Compared with other reservoirs in the world, the CO_2 emission flux in the abundance and dry season of the reservoir area was lower than that in the tropics, which was generally higher than that in the subtropical and temperate regions.

Keywords: partial pressure of CO_2 , CO_2 diffusion flux, physical and chemical parameters of water, backwater area, Wanfenghu Reservoir.

工业革命以后,因土地利用变化和化石燃料的大量使用,使得温室气体大量排放而引起的全球变暖现象已经导致了严重的环境问题, CO_2 含量占温室气体(greenhouse gas)的总量达到了80%—85%^[1]. IPCC第五次评估报告(AR5)指出,全球气候持续变暖,除化石燃料的使用、森林砍伐以及人们生产生活的改变所引发的温室效应^[2-3],世界上的江河所排放的 CO_2 量也是巨大的,因此探究全球 CO_2 汇源机制成为当下焦点.而河流作为连接海洋、陆地、大气等碳库的枢纽发挥着不可替代的作用^[4-7],所以在探究河流碳循环中要注重对河流向海洋输送碳的研究和水-气界面 CO_2 的交换研究. Richey、Richey等对亚马逊河、渥太华河进行研究,得出了水体向大气中释放的 CO_2 分别达到 $1.07 \times 10^{13} \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $6 \times 10^9 \text{ mol}$ ^[8];张龙军等研究发现^[9],秋季黄河向大气释放的 CO_2 达 $1.45 \times 10^{10} \text{ mol}$.

随着我国水力资源的不断开发,在河流上建造的水库数量呈逐年增加的态势.据统计,全国已建成大小型水库共计98461座^[10],水库运营带来经济效益的同时也导致了一系列的生态环境问题.如:水库改变了河流的原始海-陆碳循环过程,水库蓄水后所形成的湖沼化发育明显,导致水体有机质处于厌氧环境,分解并释放二氧化碳、甲烷等气体,成为库区温室气体的主要来源^[11].近年来,对水库温室气体排放的研究引起了学术界的广泛关注.国内研究主要集中在沿海^[12]、河流入海处^[13]和富营养化湖泊、水库^[14]等领域.国外如巴西Tucuruí和Samuel水库关于 CO_2 和 CH_4 水面释放通量研究、Makinen等关于淡水水库二氧化碳的排放研究^[15-16].而万峰湖的研究主要集中在水库干支流二氧化碳分压及扩散通量研究、总有机碳空间分布特征、万峰湖富营养特征分析、水体热分层对万峰湖水环境影响等方面^[17-20].万峰湖作为五大淡水湖之一,具有独特的喀斯特水文地貌特征,但对万峰湖回水区GHG通量的研究极少.

本文从万峰湖丰枯水期二氧化碳分压及其扩散通量着手,探究二氧化碳分压和扩散通量的变化规律及其与喀斯特水环境各理化参数之间的关系,旨在揭示该水库与大气 CO_2 的源汇关系,为减少温室气体的排放提供参考,为水库水资源管理提供理论依据,这对认识陆地水生生态系统碳循环具有重要的现实意义.

1 材料与方法(Materials and methods)

1.1 研究区概况

天然河流具有一定的流速,并挟带大量的悬移质和推移质,特别是洪水季节,泥沙量大.水库蓄水后,水流进入库区,由于条件改变,流速减小,挟沙能力减弱,泥沙首先在水库回水末端开始淤积,使河床抬高,水位上升,淹没范围扩大.同时,天然河流受到大坝拦截,河流受阻而回流,也就是回水,回水造成大坝上游的地区水位升高.回水淹没范围即指回水区,水库蓄水后,库岸地下水位上升,形成土壤盐渍化、沼泽化、建筑物地基沉陷等现象^[21].万峰湖位于黔、滇、桂三省结合部的贵州省兴义市,由国家重点工程——天生桥一级电站大坝截南盘江而形成的典型高原喀斯特深水水库.而贵州喀斯特面积广阔,岩溶分布广泛,就碳酸盐岩石出露面积便占了全省总面积的73%^[22],该背景下的水库、湖泊势必会受其地

理环境的影响.作为五大淡水湖之一,该水库兼具防洪、航运、发电和养殖等重要功能.地势西北高、东南低,海拔高度为 650—1000 m 之间.积水后,正常水位海拔为 780 m,主航道长约 128 km,最宽处 20 km,沿主航道水深约 100 余 m,形成了全长 144 km、总面积 176 km²、储水 1.026×10¹⁰ m³、年入库总流量 1.93×10¹⁰ m³、年输出量 1.424×10¹⁰ m³的人工湖^[23-24].该区域的气候属于亚热带季风气候,季节变化较为明显,夏季高温多雨、冬季温和少雨,热量充足,年气温变化较小,研究区地形平坦,水流流速缓慢,湖泊周围植被生长茂盛.本文以万峰湖回水区为研究对象,于丰枯水期在回水区分别布设采样点进行采样,采样点分布图见图 1.

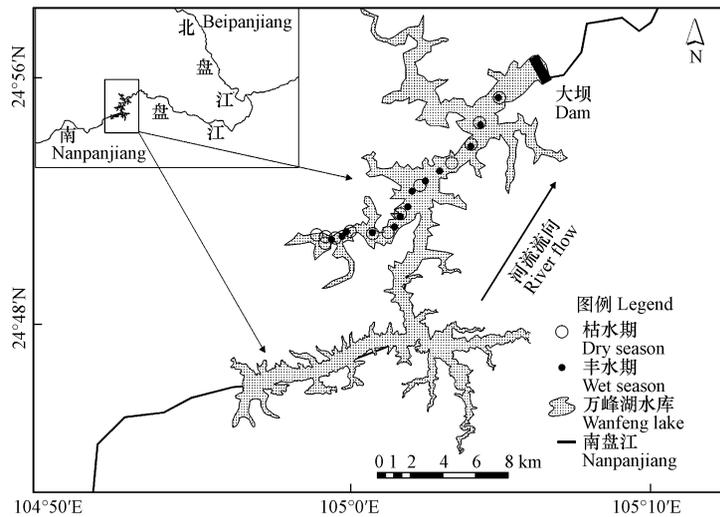


图 1 研究区采样点分布图

Fig.1 Distribution map of sampling sites in the study area

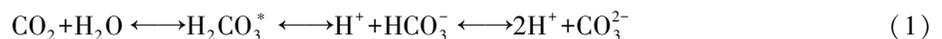
1.2 研究方法

于 2016 年 9 月(丰水期)和 2017 年 2 月(枯水期)沿河道从坝前逆行进行连续走航观测并采样.采样期间风速 0.3—1.5 m·s⁻¹,天气晴朗.利用 GPS 确定采样点位置,并通过 X、Y 坐标确定采样航距(D).利用 ArcGIS10.2 软件绘制采样点位置和采样空间轨迹(图 1),SPSS 22 统计特征值,Origin 2017 绘制各参数关系图.利用美国麦隆公司生产的 Ultra-II (6p) 水质参数仪当场测定水体温度(T)、总溶解固性物(TDS)、氧化还原电位(ORP)、酸碱度(pH)、及电导率(cond)等 6 个参数.用甲基橙为指示剂,稀盐酸滴定法测出水样中的(ALK).

1.3 数据处理与分析

1.3.1 水体 pCO₂ 计算方法

研究区水体二氧化碳分压值可由碳酸平衡原理及亨利系数计算得到,水体中溶解无机碳(DIC)主要由 CO₂、H₂CO₃^{*}、HCO₃⁻ 及 CO₃²⁻ 组成,当其平衡时各元素在水溶液中的浓度大小主要与 pH、水体温度及水溶液中离子强度有关^[12,25-26].



$$K_{\text{CO}_2} = [\text{H}_2\text{CO}_3^*] / [p\text{CO}_2] \quad (2)$$

$$K_1 = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_2\text{CO}_3^*] \quad (3)$$

$$K_2 = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-] / [\text{HCO}_3^-] \quad (4)$$

式中,CO₂平衡常数由 K_{CO₂}表示,碳酸第一级和第二级解离常数表示为:K₁、K₂为平衡常数,其值主要通过以下方程计算:

$$K_{\text{CO}_2} = -7 \times 10^{-5} T^2 - 0.016 T + 1.11 \quad (5)$$

$$K_1 = 1.1 \times 10^{-4} T^2 - 0.012 T + 6.58 \quad (6)$$

$$K_2 = 9 \times 10^{-5} T^2 - 0.0137 T + 10.62 \quad (7)$$

依据亨利定律,pCO₂可根据以下公式计算:

$$p\text{CO}_2 = [\text{H}_2\text{CO}_3^*] / K_{\text{CO}_2} = [\alpha(\text{H}^+) \cdot \alpha(\text{HCO}_3^-)] / (K_{\text{CO}_2} \times K_1) \quad (8)$$

式中, $\alpha(\text{H}^+)$ 和 $\alpha(\text{HCO}_3^-)$ 分别代表 H^+ 和 HCO_3^- 的浓度, 运用公式(9)、(10)得出, I 为离子强度, 由公式(11)计算:

$$\alpha(\text{H}^+) = 10^{-[\text{pH}]} \quad (9)$$

$$\alpha(\text{HCO}_3^-) = [\text{HCO}_3^-] \times 10^{-0.5 \times I} \quad (10)$$

$$I = 0.5 \times ([\text{K}^+] + [\text{Ca}^{2+}] \times 4 + [\text{Na}^+] + [\text{Mg}^{2+}] \times 4 + [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}] \times 4 + [\text{NO}_3^-] + [\text{HCO}_3^-]) / 1000 \quad (11)$$

1.3.2 水体 CO_2 扩散通量计算方法

水-气界面 CO_2 扩散通量主要受 CO_2 分压差(大气与水体)风速、流速和温度等因素影响. 计算水-气界面 CO_2 扩散通量(F)如公式(9)所示^[25,27]. 如公式(12)所示:

$$F = K \times (p\text{CO}_{2(\text{water})} - p\text{CO}_{2(\text{air})}) \quad (12)$$

式中, $p\text{CO}_{2(\text{water})}$ 为水体二氧化碳分压, $p\text{CO}_{2(\text{air})}$ 为大气二氧化碳分压, $K = r \times a$. K 为 CO_2 的水-气扩散系数. r 为水-气界面气体传播速率, a 为特定温压条件下 CO_2 溶解度. F 为水-气 CO_2 扩散通量, 当 $F > 0$ 时, 表示水体向大气中释放 CO_2 , 当 $F < 0$ 时表示水体吸收 CO_2 .

已测得当天平均风速为 $0.3\text{--}1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 回水区地势平坦, 流速缓慢. 本研究采用 Wanninkhof^[28] 提出的方法计算该研究区的水-气 CO_2 扩散系数:

$$r = bU(600/Sc_T)^{1/2}, (U < 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1})$$

式中, U 为风速; 当 U 为瞬时风速时 $b = 0.31$, U 为平均风速时 $b = 0.39$;

Sc_T 是 T 温度下 CO_2 的 Schmidt 常数:

$$Sc_T = 1911.1 - 118.11 t + 3.4527 t^2 - 0.04132 t^3;$$

溶解度 a 的计算方法如下^[29].

$$\ln(a) = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S\% [B_1 + B_2(T/100 + B_3(T/100)^2)].$$

式中, T 为温度, S 为盐度, 当 r 的单位取 $\text{mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$ 时, $A_1 = -58.0931$, $A_2 = 90.5069$, $A_3 = 22.2940$, $B_1 = 0.027766$, $B_2 = -0.025888$, $B_3 = 0.0050578$. 按照采样时间平均风速 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 估计万峰湖水-气界面气体交换的速率.

2 结果与讨论 (Results and discussion)

2.1 水体理化参数统计分析

利用 SPSS 22 统计出各理化参数的特征值(表 1)及利用 Origin 2017 作出航程与参数的关系变化趋势图(图 2).

表 1 水体各理化参数特征值

Table 1 Characteristic values of physical and chemical parameters of water bodies

参数 Parameter	季节 Season	最小值 Minimum	最大值 Maximum	均值 Mean	标准差 Standard deviation	C_v
$T/^\circ\text{C}$	丰水期	27.70	29.00	28.54	0.44	0.02
	枯水期	17.90	20.20	19.05	0.78	0.04
pH	丰水期	7.70	8.26	7.99	0.13	0.02
	枯水期	7.79	8.05	7.92	0.09	0.01
Cond/ $(\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1})$	丰水期	302.00	341.10	316.48	12.90	0.04
	枯水期	404.70	415.50	409.70	3.21	0.01
TDS/ $(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$	丰水期	189.20	219.90	203.88	9.60	0.05
	枯水期	217.90	280.50	272.16	16.49	0.06
ALK/ $(\text{mmol} \cdot \text{L}^{-1})$	丰水期	2.60	3.50	2.98	0.28	0.09
	枯水期	3.50	4.20	3.88	0.19	0.05
ORP /mV	丰水期	117.00	155.00	139.15	11.42	0.08
	枯水期	123.00	215.00	190.54	23.39	0.12

丰水期 T 的变化范围在 27.70—29.00 °C, 均值为 28.54 °C, C_v 值为 0.02, 随航距的增加, T 增长趋势并不明显(图 2(a)); pH 极差为 0.56, 变化范围 7.70—8.26, 为弱碱性, 均值为 7.99, 0—2 km 呈下降态势, 随后整体呈上升趋势(图 2(b)); Cond 变化范围为 302.00—341.10 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 均值为 316.48 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 随航距增加呈下降趋势(图 2(c)); TDS 变化范围在 189.20—219.90 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 均值为 203.88 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 随航距增加整体保持下降态势(图 2(d)); ALK 变化范围 2.60—3.50 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, 均值为 2.98 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, ALK 约每隔 2 km 便有相反的变化趋势, 整体呈锯齿状下降(图 2(e)); ORP 变化范围 117.00—155.00 mV, 均值为 139.15 mV, 随航距增加呈下降趋势(图 2(f))。

枯水期 T 变化范围为 17.90—20.20 °C, 均值为 19.05 °C, 随航距增加变化稳定(图 2(a)); pH 变化范围 7.79—8.05, 均值为 7.92, 0—7 km 随航距增加, 随后下降(图 2(b)); Cond 变化范围在 404.70—415.50 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 均值为 409.70 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 随航距增加其变化整体平缓(图 2(c)); TDS 变化范围 217.90—280.50 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 均值为 272.16 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 3—7.5 km 范围内突然降低, 5 km 处又突然增加, 形成 V 字形变化, 其他航程范围内变化不明显(图 2(d)); ALK 变化范围为 3.50—4.20 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, 均值为 3.88 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, 在 0—10 km 范围内随航距增加变化平缓, 之后呈升降趋势(图 2(e)); ORP 变化范围 123.00—215.00 mV, 均值为 190.54 mV, ORP 全程变化较为强烈, 整体随航距增加而上升(图 2(f))。

丰枯水期 表层水温都比较稳定; pH 值变幅小且较为接近。随航距的增加, 丰枯水期的 pH 有相反的变化趋势, ALK 变化起伏较小, Cond 和 TDS 季节变化有较大的波动性, 水体的 pH、ALK 和 T 在丰枯水期的波动性都小, Cond 和 TDS 波动性则要更为明显。ORP 在丰枯水期波动性都较大, 且大约从 3 km 后, 丰枯水期有大致相同的变化趋势。从丰枯水期的 C_v 值可知枯水期水环境动态变化大于丰水期。丰水期仅表层水温均值和 pH 均值大于枯水期, 而其余 4 种指标均值相反, 即枯水期大于丰水期。

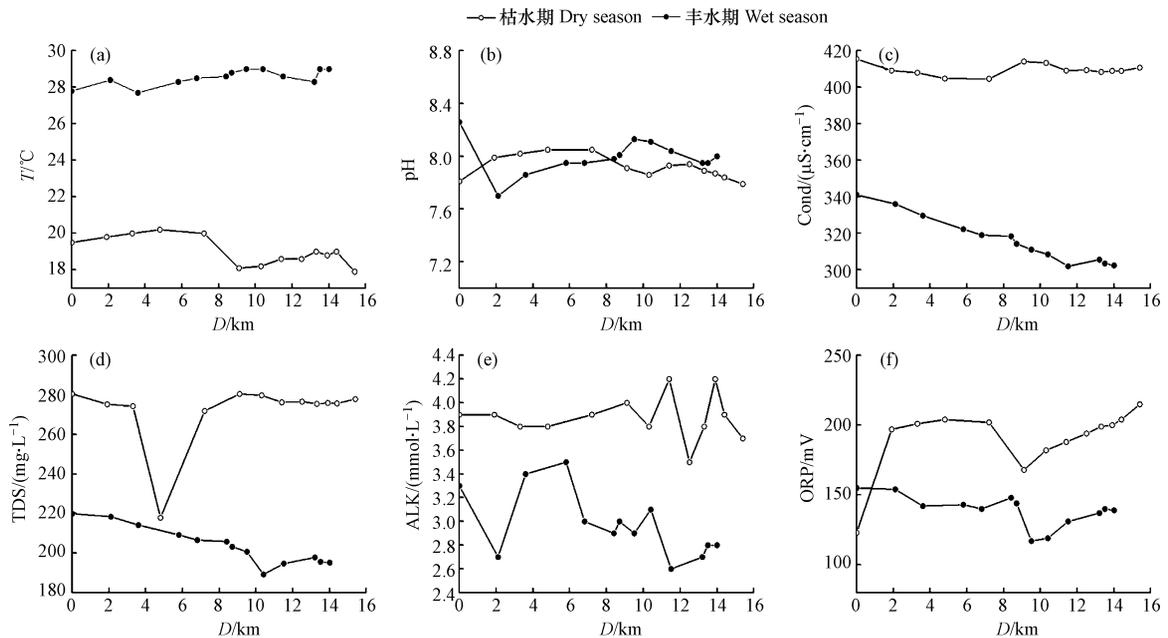


图 2 表层水体各理化参数变化

Fig.2 Changes in physical and chemical parameters of surface water bodies

2.2 水体 $p\text{CO}_2$ 及 CO_2 扩散通量

从表 2 可知, 研究区丰、枯水期 F 极差分别为 144.55 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、48.81 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, C_v 分别为 0.38、0.22, 标准差差值为 22.81 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 表明 F 在河道空间差异变化明显, 尤其是在 0—9 km。回水区 F 丰水期变化趋势明显大于枯水期。流域内丰枯水期 $p\text{CO}_2$ 极差值分别为 249.22 Pa、161.34 Pa, C_v 分别为 0.32、0.20, 标准差差值为 12.31 Pa, 结合图 3 所示, 该流域内 $p\text{CO}_2$ 时空变化大。

由图 3 可知, 丰枯水期的 $p\text{CO}_2$ 与 CO_2 扩散通量(F) 变化随航距的增加变化都较为显著, 二者都有相同的变化趋势: 丰枯水期节变化大致呈相反的变化趋势。相比坝前, 随着走航趋向上游, $p\text{CO}_2$ 和 F 增加,

同期变化趋势大致一样。

表 2 $p\text{CO}_2$ 及 CO_2 扩散通量特征值

Table 2 Characteristic values of $p\text{CO}_2$ and CO_2 diffusion flux

参数 Parameter	季节 Season	最小值 Minimum	最大值 Maximum	均值 Mean	标准差 Standard deviation	C_v
$p\text{CO}_2/\text{Pa}$	丰水期	124.84	374.06	219.58	69.34	0.32
	枯水期	210.19	371.53	290.60	57.03	0.20
$F/(\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1})$	丰水期	49.27	193.82	104.99	39.44	0.38
	枯水期	54.02	102.83	76.82	16.63	0.22

丰水期 $p\text{CO}_2$ 和 F 存在着 3 个突变点(分别是 2、8、12 号采样点),可能因其附近有支流汇入,又受周围生态环境和喀斯特溶蚀条件的综合影响而发生变化.但在约 0—2.3 km 范围内,二者都呈大幅增加的态势,到节点 9.4 km 处又出现下降的趋势,而后整体呈增长变化.枯水期:水体的 $p\text{CO}_2$ 变化趋势较为平缓,而 F 值起伏变化较大.综上可知枯水期水环境变化更为复杂.

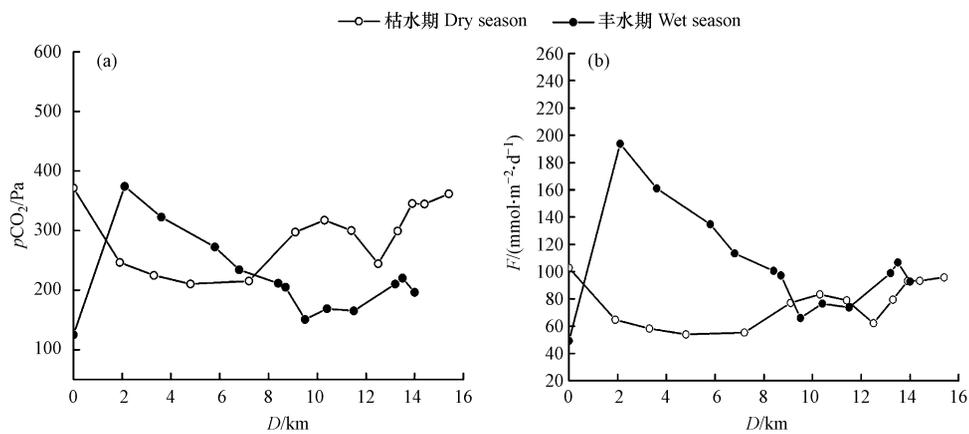


图 3 万峰湖表层水体 $p\text{CO}_2$ 与 F 变化

Fig.3 Changes of $p\text{CO}_2$ and CO_2 diffusion flux in the surface water of Wanfeng Lake

2.3 各因素对丰、枯水期水体 $p\text{CO}_2$ 的影响

丰水期(表 3): T 与 TDS 的相关系数 $r=-0.752$, 丰水期受降水的稀释作用,使 TDS 值偏低,尽管丰水期高温多雨的溶蚀作用弱化了降水的稀释作用,并未使 TDS 值增加很多.枯水期(表 4): T 与 TDS 相关系数 $r=-0.801$, 枯水期水体温度较低, TDS 溶蚀作用相对较弱,加上径流量减小,水流速度缓慢,物质沉降等原因使 TDS 值偏高,电导率越高,溶解性盐分越高.枯水期 TDS 主要源于喀斯特地下流带来大量溶解性碳酸岩盐,因而水体 TDS 含量较大,而丰水期因降水作用,稀释了部分岩溶水,使得丰水期水体 TDS 低于枯水期 TDS.枯水期水温对 TDS 的影响更显著.

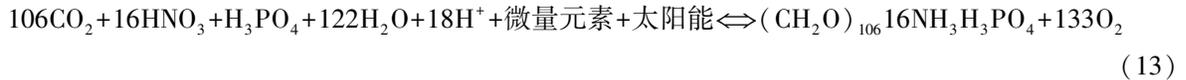
丰枯水期 pH 与 $p\text{CO}_2$ 呈显著负相关.丰水期 pH 与 $p\text{CO}_2$ 的相关系数 $r=-0.961$, 枯水期 pH 与 $p\text{CO}_2$ 相关系数 $r=-0.955$, 都表现为水体 CO_2 增加 pH 降低.该研究区受人类影响较大,湖周围植被茂盛,加上水体深度较大,水流速度缓慢以及淋溶到水中的无机盐、营养物质等使得回水区形成独特的“湖泊型”水生生态系统,水生植物光合作用及微生物分解有机质并释放 CO_2 , CO_2 变大, pH 降低.而 $p\text{CO}_2$ 和 F 变化有直接的因果关系,二者呈显著正相关, $p\text{CO}_2$ 越大, F 越大.

相比丰水期,枯水期水体各理化参数间的相关性更显著,说明枯水期水环境变化强烈,各理化参数间的影响也更明显,从而影响 $p\text{CO}_2$ 的产生及分布.

航距 (D) 与部分水样指标具有显著的相关性,丰水期(表 3) D 与 T 相关系数 $r=0.707$ 、 D 与 Cond 相关系数 $r=-0.967$ 、 D 与 TDS 相关系数 $r=-0.912$ 、 D 与 ORP 相关系数 $r=-0.707$, 说明回水区主导水物理化性质变化的因素在整个研究区内存在较大差异,对水体 $p\text{CO}_2$ 和 F 产生不同影响.枯水期(表 4)水物理化参数受 D 的影响并不显著.

2.3.1 影响丰枯水期水体 $p\text{CO}_2$ 的因素

水体溶解 CO_2 主要源自水底沉积物呼吸、水体中有机物的矿化^[30], 以及通过地表-地下径流所带入的陆生植物呼吸与岩石风化所产生的 CO_2 ^[31-32]. 水体 CO_2 的产生源于生物好氧呼吸作用, 当该过程受到限制或影响时, 水体中浮游植物利用 CO_2 光合作用, 水体溶解氧饱和度会增加, 好氧呼吸产生 CO_2 的减少. 生产和消费二者的变化决定了水体二氧化碳分压的大小. 按照经典 Redfield 比值表示水生生物作用过程, 如下式:



研究区生态环境适合水生动植物、浮游生物的生长, 进行呼吸作用释放 CO_2 , pH 降低. 该流域内的水体 pH 又受碳酸盐岩体系的控制, 当 pH 值较高时, 水体中游离的 CO_2 就会转变为碳酸盐, 水体中 CO_2 分压降低, 导致水中溶解的 CO_2 处于不饱和状态, 促使大气中 CO_2 进入水体中; CO_2 溶解在水中时, 水体 pH 值会降低, 反之, pH 变大. 丰枯水期 $p\text{CO}_2$ 与 pH 呈显著负相关(表 3、表 4). 从图 4(a) 可知, (枯水期 $p\text{CO}_2 = -631.51\text{pH} + 5291.7, r = -0.955$) (丰水期 $p\text{CO}_2 = -484.30\text{pH} + 4081.9, r = -0.961$), 碳酸盐的溶解和水生生物作用改变水体的 pH 平衡, 影响水体 $p\text{CO}_2$ 的分布. 以 pH 和碱度来表示对碳酸盐体系的影响, 水体碳酸盐体系的主要组分为: H_2CO_3^* 、 CO_2 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} , 四者间存在热力学平衡关系, 如下式:

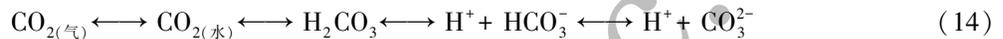


表 3 万峰湖回水区丰水期水体 $p\text{CO}_2$ 与各参数相关性

Table 3 Correlation between $p\text{CO}_2$ and various parameters in the water body of the Wanfeng Lake backwater area

	<i>T</i>	Cond	TDS	pH	ORP	ALK	$p\text{CO}_2$	<i>D</i>
<i>T</i>	1.000							0.707**
Cond	-0.684**	1.000						-0.967**
TDS	-0.752**	0.945**	1.000					-0.912**
pH	0.404	-0.251	-0.345	1.000				0.178
ORP	-0.541	0.743**	0.801**	-0.290	1.000			-0.707**
ALK	-0.333	0.599*	0.448	0.094	0.288	1.000		-0.552
$p\text{CO}_2$	-0.383	0.385	0.429	-0.961**	0.388	0.099	1.000	-0.319
<i>F</i>	-0.383	0.385	0.429	-0.961**	0.388	0.099	0.999**	-0.319

*. 置信度(双测)为 0.05 时, 相关性显著; ** . 置信度(双测)为 0.01 时, 相关性显著.

表 4 万峰湖回水区枯水期 $p\text{CO}_2$ 与各参数相关性

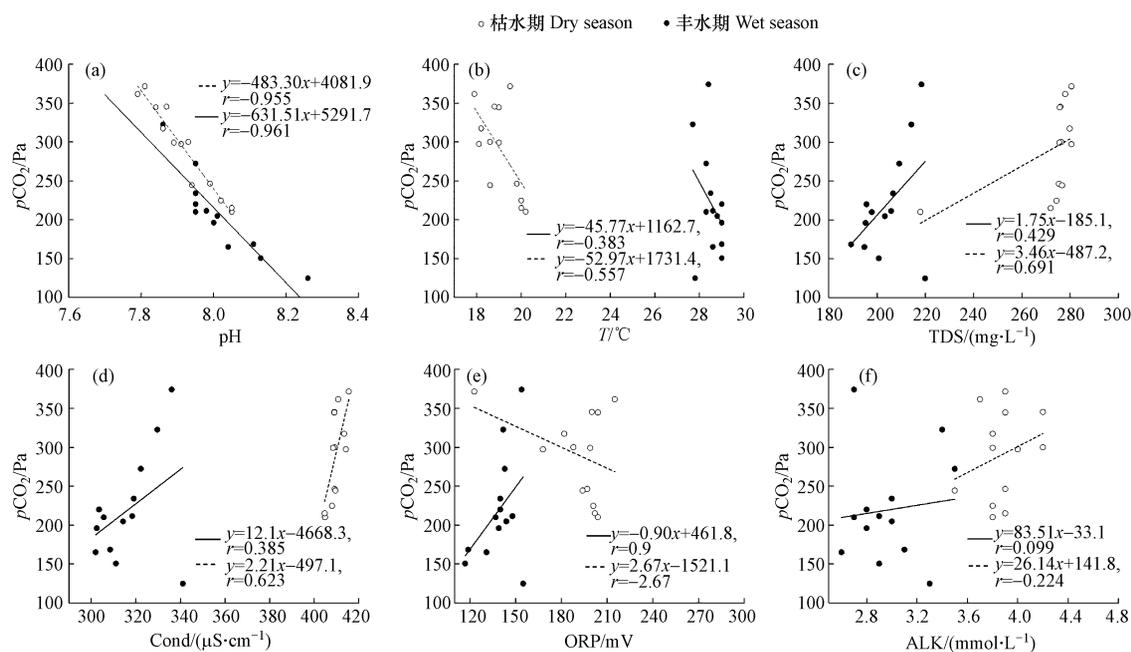
Table 4 Correlation between $p\text{CO}_2$ and various parameters in the dry season of Wanfeng Lake backwater area

	<i>T</i>	Cond	TDS	pH	ORP	ALK	$p\text{CO}_2$	<i>D</i>
<i>T</i>	1.000							-0.610*
Cond	-0.705**	1.000						-0.003
TDS	-0.801**	0.949**	1.000					0.179
pH	0.634*	-0.654*	-0.727**	1.000				-0.498
ORP	0.294	-0.672*	-0.645*	0.139	1.000			0.407
ALK	0.018	0.034	0.086	-0.011	-0.309	1.000		-0.116
$p\text{CO}_2$	-0.557*	0.623*	0.691**	-0.955**	-0.201	0.224	1.000	0.412
<i>F</i>	-0.532	0.603*	0.669*	-0.977**	-0.165	0.156	0.989**	0.429

*. 置信度(双测)为 0.05 时, 相关性显著; ** . 置信度(双测)为 0.01 时, 相关性显著.

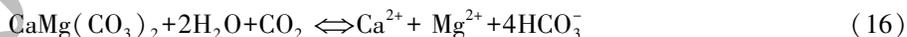
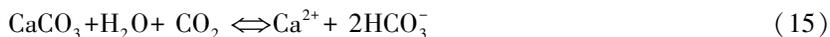
水温影响气体分子的扩散速度及其在水体中的溶解度来影响气体的扩散通量^[33]. 当水体温度升高时, 水体的 CO_2 溶解度降低, 反之, CO_2 溶解度上升. 水温还可以影响水生植物的生长进而控制 $p\text{CO}_2$ 的分布, 即通过影响水生植物的光合-呼吸作用来实现.

丰水期的水温约在 $28.5\text{ }^\circ\text{C}$ 左右, 较高的水温使得水体中的有机质分解速度加快, 产生大量 CO_2 . 但同时, 水温升高也会加快水体中分子的运动速率, 促进水体 CO_2 的排放, 导致水体的 CO_2 溶解度降低, 所以丰水期研究区内水温对 $p\text{CO}_2$ 增减的影响并不显著(图 4(b), $r = -0.383$, 表明水分子运动速率快于有机质分解速率), 丰水期偏向于光合作用, 植物吸收 CO_2 释放 O_2 .

图4 丰水期 $p\text{CO}_2$ 与各理化参数相关性Fig.4 Correlation between $p\text{CO}_2$ and various physical and chemical parameters during the wet period

枯水期温度约 19 °C 左右, 相比丰水期而言, 枯水期水环境分子运动速率较慢, 抑制水体 CO_2 的排放, 水体的 CO_2 溶解度增加, 但与 $p\text{CO}_2$ 相关性 ($r = -0.557$) 更显著 (图 4 (b)), 说明枯水期水温更利于 CO_2 的产生. 枯水期光照强度较丰水期弱, 水生生物呼吸作用释放的 CO_2 高于浮游植物光合作用消耗的 CO_2 , 温度降低, 原来该区域强烈的光合作用减弱, CO_2 吸收减少, 即主要以呼吸作用和有机质的分解为主, 使得 $p\text{CO}_2$ 值增加. 加之可能受水体垂直混合的作用, 使底层内部的 CO_2 被携带至表层, 水体 $p\text{CO}_2$ 值相比丰水期也有所增大, 如表 2 (丰 $p\text{CO}_2 = 219.58 \text{ Pa}$, 枯 $p\text{CO}_2 = 290.60 \text{ Pa}$) 图 4 (b) 中 (丰 $p\text{CO}_2 = -45.77T + 1162.7$, $r = -0.383$. 枯 $p\text{CO}_2 = -52.97T + 1731.4$, $r = -0.557$).

$p\text{CO}_2$ 与 TDS 的关系较显著 (图 4 (c)); 丰 $p\text{CO}_2 = 1.75\text{TDS} - 185.1$, $r = 0.429$; 枯 $p\text{CO}_2 = 3.46\text{TDS} - 487.2$, $r = 0.691$, 说明水体 $p\text{CO}_2$ 受 TDS 浓度一定的影响, 万峰湖流域内溶蚀作用控制着河流碳酸盐体系, 进而影响水体 $p\text{CO}_2$ 值, 且研究区广泛发育喀斯特地貌, 以白云岩 ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) 和灰岩 (CaCO_3) 为主. 化学溶蚀方程式^[17]:



水中 DIC 主要以 HCO_3^- 形式存在, 通过水中碳酸盐平衡体系与水体溶解 CO_2 和 CO_3^{2-} 相关联, 进而影响水体 $p\text{CO}_2$ 的高低. TDS 中含有大量的溶解无机碳, 通过碳酸盐体系也会对 $p\text{CO}_2$ 值产生影响. 枯水期 TDS 含量高于丰水期, 枯水期降水少, 水体内部物质交换速率低, 流速更趋于缓慢, 物质沉降. 枯水期水库蓄水后大坝顶托作用, 以及可能是上游携带有机质入库和回水区周围大量的颗粒有机碳和溶解于水体中的有机碳沉积于回水区, 分解并释放 CO_2 , 最终使得 $p\text{CO}_2$ 增加. 相比丰水期而言, 枯水期 TDS 与 $p\text{CO}_2$ 的相关性更为显著, 同受流域内强烈的溶蚀作用, 枯水期产生的 TDS 的浓度较高, 水中溶解物越多, TDS 值就越大.

丰水期 $p\text{CO}_2$ 与 ORP 呈正相关, 浮游水生植物以光合作用为主, 吸收 CO_2 释放 O_2 , ORP 值增大, 同时, 水体达到富氧状况时会促进有机质分解, 释放更多 CO_2 , 使得 $p\text{CO}_2$ 变大. 枯水期水生植物通过呼吸作用吸收 O_2 释放 CO_2 , ORP 值降低, $p\text{CO}_2$ 变大, 但二者相关性并不显著 (图 4 (e)), 说明该时段水库二氧化碳排放受光合作用和呼吸作用的影响不大.

从表 3、表 4 可知, 丰水期 $p\text{CO}_2$ 仅与 pH 呈显著负相关, 与 T、Cond、TDS、ORP、ALK 关系不显著. 而枯水期 $p\text{CO}_2$ 与 T、Cond、TDS、ORP 关系显著, 仅与 ALK 关系不显著 (图 4 (f)). 说明丰水期 $p\text{CO}_2$ 受降水稀

释作用和径流输入的营养盐影响小,枯水期受湖区自身水生态体系的影响较大(尤其是流域水体碳酸盐体系、生物地球化学过程),相比丰水期,枯水期水环境对水体 $p\text{CO}_2$ 产生的影响更为显著。

2.3.2 与其它水库河流扩散通量对比分析

万峰湖为典型喀斯特高原河道型水库,但目前对该水库回水区 CO_2 扩散通量颇少,万峰湖丰枯水期表层水体的 $p\text{CO}_2$ 均值(丰水期为 219.58 Pa、枯水期为 290.60 Pa)皆大于大气 $p\text{CO}_2$ 值(40.63 Pa),属大气 CO_2 的碳源.枯水期 $p\text{CO}_2$ 值高于丰水期 $p\text{CO}_2$ 值(如表 2)。

如表 2 所示,丰水期水体的 CO_2 扩散通量为 49.27—193.82 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 之间,平均扩散通量为 104.99 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$;枯水期水体的 CO_2 扩散通量在 54.02—102.83 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 之间,平均扩散通量是 76.82 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$.相比国内外一些河流、水库而言(表 5):万峰湖回水区表层水体 CO_2 扩散通量明显低于热带地区的水库、河流,高于亚热带、温带地区,或许是热带地区气候更为湿热,面积、降雨量和径流量更大,相比本研究区,其环境更有利于有机质的分解、 CO_2 的吸收与释放^[34];同时,库龄也会影响碳排放量,万峰湖库龄较其它水库(万安、红枫湖等)年轻,所以万峰湖水库的 F 值高^[15].万峰湖库区面积相比之下更大,故淹没面积高于其它水库,水体中有机质含量更高,但面积小于万安水库。

表 5 国内外主要水库、河流水气界面 CO_2 扩散通量

Table 5 CO_2 diffusion flux at the water and gas interface of major reservoirs and rivers in China and abroad

类型 Types	名称 Name	国家 Country	气候带 Climatic zone	CO_2 扩散通量 CO_2 diffusion flux/ ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)	数据来源 Data Sources
河流	喀斯特溪流	中国	亚热带	3.84	李丽等 ^[35]
	梅溪河	中国	亚热带	-0.48	李双等 ^[36]
	黄河	中国	温带	1.97	张龙军等 ^[9]
	Amazon	巴西	热带	559.30	Richey 等 ^[8]
水库	Samuel	巴西	热带	90.91	Guerin 等 ^[37]
	Xingo	巴西	热带	139.50	Yao 等 ^[38]
	Curua-Una	巴西	热带	65.91	Santosa 等 ^[39]
	Tucurui	巴西	热带	192.61	Santosa 等 ^[39]
	新丰江水库	中国	亚热带	7.03	叶丽菲等 ^[34]
	红枫湖水库	中国	亚热带	15.00	Wang 等 ^[40]
	百花湖水库	中国	亚热带	23.00	Wang 等 ^[40]
	万安水库	中国	亚热带	12.74	梅航远等 ^[41]
	新安江水库	中国	亚热带	7.03	姚臣谌等 ^[42]
	澎溪河高阳回水区	中国	亚热带	-4.08—-7.92	郭劲松等 ^[43]
	洪家渡水库	中国	亚热带	6.14	喻元秀等 ^[25]
	红枫湖	中国	亚热带	20.20	刘丛强等 ^[44]
	云贵高原湖泊	中国	亚热带	10.00	王仕禄等 ^[45]
	Laforge	加拿大	温带	52.27	Yao 等 ^[38]
	F.D.Roosevelt	美国	温带	-23.40	SoumiS 等 ^[46]
Dworsha	美国	温带	18.20	SoumiS 等 ^[46]	

3 结论 (Conclusion)

回水区丰枯水期水体 $p\text{CO}_2$ 均值分别为 219.58 Pa、290.60 Pa, $p\text{CO}_2$ 随走航距离增加而变大,且丰枯水期 $p\text{CO}_2$ 值的变化趋势呈相反态势.丰枯水期 $p\text{CO}_2$ 值都为过饱和状态,高于大气 $p\text{CO}_2$ 值(40.63 Pa),均为大气 CO_2 的源,枯水期对大气的碳源效应强于丰水期.丰水期 $p\text{CO}_2$ 主要受浮游植物的光合作用影响,而枯水期 $p\text{CO}_2$ 受呼吸作用和碳酸盐体系控制。

研究区丰枯水期表层水体水-气界面 CO_2 扩散通量分别为 104.99 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、76.82 $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,明显低于国外热带河流、水库 CO_2 扩散通量.显著高于亚热带和温带地区的河流、水库的 CO_2 扩散通量。

采样区 $p\text{CO}_2$ 值存在明显的时空变化. 丰枯水期温度差异影响碳酸盐溶解和水生生物作用(光合、呼吸)的反应速率, 影响气体分子的扩散速度及在水体中的溶解度来改变水体的 pH 平衡、影响水体 CO_2 吸收与释放; 回水区自身特殊的水环境(水体深度较大, 水流速度缓慢等)形成了“湖泊型”水生系统, 分解释放二氧化碳, $p\text{CO}_2$ 增加, pH 降低, 从 $p\text{CO}_2$ 与 pH 的显著负相关, 该回水区水体受呼吸-光合作用的控制现象明显. TDS 的季节差异说明流域内季节性降水差异对水中溶解 CO_2 的稀释作用及化学溶蚀作用影响水体 $p\text{CO}_2$ 值, 丰水期受降雨稀释使 TDS 较小, 枯水期水体温度较低, TDS 溶蚀作用相对较弱, 加上枯季水流速度缓慢, 物质沉降等原因使 TDS 值偏高; 丰枯水期 ORP 与 $p\text{CO}_2$ 之间的相关性表明: 丰水期光合作用吸收 CO_2 释放 O_2 使 ORP 变大, $p\text{CO}_2$ 变小. 枯水期则相反, 呼吸作用和有机质分解占主导作用, 水环境对水体 $p\text{CO}_2$ 产生的影响更为显著.

参考文献 (References)

- [1] 傅家楠, 操满, 邓兵, 等. 三峡库区高水位运行期典型干流水体 CO_2 分压及其水面通量特征[J]. 地球与环境, 2016, 44(1): 64-72.
FU J N, CAO M, DENG B, et al. Partial pressure and diffusion flux of dissolved carbon dioxide in typical mainstream and tributaries of the Three Gorges Reservoir during high water level period[J]. Earth And Environment, 2016, 44(1): 64-72 (in Chinese).
- [2] 向正怡. 温室效应与全球气候变暖[J]. 中国高新区, 2018(3): 117.
XIANG Z Y. Greenhouse effect and global warming [J]. China High-tech Zone, 2018 (3): 117 (in Chinese).
- [3] 张永香, 巢清尘, 黄磊. 全球气候治理对中国中长期发展的影响分析及未来建议[J]. 沙漠与绿洲气象, 2018, 12(1): 1-6.
ZHANG Y X, CHAO Q C, HUANG L. The impact of global climate governance on China's medium and long-term development and future suggestions[J]. Desert and Oasis Meteorology, 2018, 12(1): 1-6 (in Chinese).
- [4] 焦树林, 刘丽, 孙婷, 等. 三岔河流域水文特征与化学风化碳汇效应[J]. 地理研究, 2013, 32(6): 1025-1032.
JIAO S L, LIU L, SUN T, et al. Hydrological characteristics and the atmospheric carbon sink in the chemical weathering processes of the Sanchahe watershed[J]. Geographical Research, 2013, 32(6): 1025-1032 (in Chinese).
- [5] 焦树林, 刘昆, 高全洲. 西江河口段秋季表层水体 CO_2 分压的变化特征[J]. 环境科学学报, 2008, 28(2): 356-361.
JIAO S L, LIU K, GAO Q Z. Variation of $p\text{CO}_2$ in the surface water along the waterway of the Xijiang River inner estuary in fall[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2008, 28(2): 356-361 (in Chinese).
- [6] 高全洲, 沈承德. 河流碳通量与陆地侵蚀研究[J]. 地球科学进展, 1998, 13(4): 52-58.
GAO Q Z, SHEN C D. Riverine carbon flux and continental erosion[J]. Advance In Earth Sciences, 1998, 13(4): 52-58 (in Chinese).
- [7] LUDWIG W, PROBST J L, KEMPE S. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1996, 10(1): 23-41.
- [8] RICHEY J E, MELACK J K, AUFDENKAMPE A K, et al. Outgassing from Amazonian rivers and wetland as a large tropical source of atmospheric CO_2 [J]. Nature, 2002, 416(6881): 617-620.
- [9] 张龙军, 徐雪梅, 温志超. 秋季黄河 $p\text{CO}_2$ 控制因素及水-气界面通量[J]. 水科学进展, 2009, 20(2): 227-235.
ZHANG L J, XU X M, WEN Z C. Control factors of $p\text{CO}_2$ and CO_2 degassing fluxes from the Yellow River in autumn [J]. Advances In Water Science, 2009, 20(02): 227-235 (in Chinese).
- [10] 中华人民共和国国家统计局. 2016. 中国统计年鉴[OL]. 北京, 中国统计出版社. 2018.9, [Http://www.mwr.gov.cn/zwzc/hygb](http://www.mwr.gov.cn/zwzc/hygb)
National Bureau of Statistics of the People's Republic of China. 2016. China Statistical Yearbook [OL]. Beijing, China Statistics Press. 2018.9, [Http://www.Mwr.Gov.Cn/zwzc/hygb](http://www.Mwr.Gov.Cn/zwzc/hygb) (in Chinese).
- [11] 汪福顺, 王宝利, 吴学谦, 等. 中国南方河道型水库 CO_2 释放研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(1): 40-47.
WANG F S, WANG B L, WU X Q, et al. CO_2 emission from the Wan'an Reservoir—run-of-the-river reservoir in southern China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2017, 36(1): 40-47 (in Chinese).
- [12] 焦树林, 高全洲, 刘昆. 西江磨刀门水道枯季咸淡水混合特征和二氧化碳分压分布[J]. 海洋学报(中文版), 2009, 31(6): 40-47.
JIAO S L, GAO Q Z, LIU K. Salt freshwater mixing characteristics and the variations of the partial pressure of carbon dioxide along the Modao Gate waterway in the Xijiang River in China in drought season[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2009, 31(6): 40-47 (in Chinese).
- [13] 唐文魁, 高全洲. 河口二氧化碳水-气交换研究进展[J]. 地球科学进展, 2013, 28(9): 1007-1014.
TANG W K, GAO Q Z. Research advance in air-water CO_2 exchange of estuaries[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(9): 1007-1014 (in Chinese).
- [14] 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, 46(5): 581.
WANG S L, WANG G J, LIU C Q, et al. The geochemical changes of CO_2 in the lakes of the Yunnan-Guizhou plateau and its atmospheric CO_2 source and sink effects[J]. Quaternary Sciences, 2003, 46(5): 581 (in Chinese).
- [15] LOUIS V L S, KELLY C A, ÉRIC DUCHEMIN, et al. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate[J]. BioScience, 2000, 50(9): 766-775.
- [16] MAKINEN K, KHAN S. Policy considerations for greenhouse gas emissions from freshwater reservoirs [J]. Water Alternatives, 2010, 3(2): 91-105.
- [17] 曹玉平, 袁热林, 焦树林, 等. 喀斯特深水水库干流及支流夏季二氧化碳分压及扩散通量[J]. 环境科学学报, 2018, 38(2): 780-787.
CAO Y P, YUAN R L, JIAO S L, et al. Partial pressure of carbon dioxide and diffusion fluxes in mainstream and tributary of karst deeply reservoir in summer[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2018, 38(2): 780-787 (in Chinese).
- [18] 滕明德, 迟峰, 高庚申. 万峰湖总有机碳空间分布特征[J]. 中国环境监测, 2014, 30(2): 35-39.
TENG M D, CHI F, GAO G S. Spatial characteristics of total organic carbon in Wanfeng Reservoir[J]. Environmental Monitoring in China, 2014, 30(2): 35-39 (in Chinese).
- [19] 李秋华, 商立海, 高廷进, 等. 喀斯特高原深水水库—万峰湖富营养化特征分析[J]. 生态科学, 2013, 32(2): 194-199.
LI Q H, SHANG L H, GAO T J, et al. Eutrophication characteristics of a karst plateau deep-water Wanfeng Reservoir[J]. Ecological Science, 2013, 32(2): 194-199 (in Chinese).
- [20] 邱华北, 商立海, 李秋华, 等. 水体热分层对万峰湖水环境的影响[J]. 生态学杂志, 2011, 30(5): 1039-1044.
QIU H B, SHANG L H, LI Q H, et al. Impacts of seasonal thermal stratification on the water environment of Wanfeng Lake[J]. Chinese Journal of Ecology, 2011, 30(5): 1039-1044 (in Chinese).

- [21] 王振芳,张连明.水库回水淹没范围范围的确定[J].青海环境,1997,14(3):132-135.
WANG Z F,ZHANG L M.Determination of submerged immersion range of reservoir backwater[J]. Journal of Qinghai Environment,1997,14(3):132-135 (in Chinese).
- [22] 钱莉莉,贺中华,梁虹,等.基于降水 Z 指数的贵州省农业干旱时空演化特征[J].贵州师范大学学报(自然科学版),2019,37(1):10-14.
QIAN L L, HE Z H,LIANG H, et al. Spatial-temporal evolution characteristics of agricultural drought based on precipitation Z index in Guizhou[J]. Journal of Guizhou Normal University(Natural Sciences),2019,37(1):10-14(in Chinese).
- [23] 张永钧,包亚军.天生桥一级水电站大坝运行管理[J].贵州水力发电,2004,19(4):45-47,67.
LIU Z Z, BAO Y J. Dam operation management of Tianshengqiao Hydropower Station[J].Guizhou Water Power,2004,19(4):45-47,67 (in Chinese).
- [24] 郭燕鸿.万峰湖水环境质量调查及分析[J].贵州工业大学学报(自然科学版),2006,47(5):28-32.
GUO Y H. Water environment quality investigation and analysis of Wan feng Lake[J].Journal of Guizhou University of Technology (Natural Science Edition),2006,47(5):28-32 (in Chinese).
- [25] 喻元秀,刘从强,汪福顺,等.洪家渡水库溶解二氧化碳分压的时空分布特征及其扩散通量[J].生态学杂志,2008,27(7):1193-1199.
YU Y X, LIU C Q, WANG F S, et al. Spatio temporal characteristics and diffusion flux of partial pressure of dissolved carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) in Hongjiadu reservoir[J].Chinese Journal of Ecology,2008,27(7):1193-1199 (in Chinese).
- [26] SOUMIS N,CANUEL R,LUCOTTE M.Evaluation of two current approaches for the measurement of carbon dioxide diffusive fluxes from lentic ecosystems[J].Environmental Science & Technology,2008,42(8):2964-2969.
- [27] 张永领,杨小林,张东.小浪底水库影响下的黄河花园口站和小浪底站 $p\text{CO}_2$ 特征及扩散通量[J].环境科学,2015,36(1):40-48.
ZHANG Y L,YANG X L,ZHANG D. Partial pressure of CO_2 and CO_2 degassing fluxes of Huayuankou and Xiaolangdi station affected by Xiaolangdi Reservoir[J]. Environmental Science,2015,36(1):40-48 (in Chinese).
- [28] WANNINKHOF R. Relationship between gas exchange and wind speed over the ocean[J].Journal of Geophysical Research,1992,97(C5):7373-7381.
- [29] WEISS R F. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas[J].Marine Chemistry,1974,3(2):203-215.
- [30] JONSSON A, KARLSSON J, JANSSON M. Sources of carbon dioxide supersaturation in Clearwater and Humic Lakes in northern Sweden [J]. Ecosystems, 2003, 6(3):224-235.
- [31] BILLETT M F, GARNETT M H, HARVEY F. UK peatland streams release old carbon dioxide to the atmosphere and young dissolved organic carbon to rivers[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(23):1-6.
- [32] SCOTT E M, SOUL B Y. Stable isotope analysis reveals Lower-Order River dissolved inorganic carbon pools are highly dynamic [J]. Environmental Science & Technology, 2007, 41(17):6156-6162.
- [33] 丁建平,程静,杨建明.溶解性气体对开式循环凝汽器运行特性的影响[J].热力透平,2004,33(1):41-45.
DING J P, CHENG J, YANG J M. Effects of dissolved gas on operation characteristic of condenser with once-through cooling water system [J]. Thermal Turbine, 2004,33(1):41-45 (in Chinese).
- [34] 叶丽菲.新丰江水库二氧化碳分压及其通量[D].广州:中山大学,2014.
YE L F.The partial pressure and flux of CO_2 in the Xinfengjiang Reservoir[D]. Guangzhou: Zhongshan University,2014 (in Chinese).
- [35] 李丽,蒲俊兵,李建鸿,等.亚热带典型喀斯特溪流水气界面 CO_2 扩散通量变化过程及其环境影响[J].环境科学,2016,37(7):2487-2495.
LI L,PU J B,LI J H, et al. Variations of CO_2 exchange fluxes across water-air interface and environmental meaning in a surface stream in subtropical Karst area,SW China[J]. Environmental Science,2016,37(7):2487-2495 (in Chinese).
- [36] 李双,王雨春,操满,等.三峡库区库中干流及支流水体夏季二氧化碳分压及扩散通量[J].环境科学,2014,35(3):885-891.
LI S,WANG Y C,CAO M, et al. Partial pressure and diffusion flux of dissolved carbon dioxide in the mainstream and tributary of the central Three Gorges Reservoir in summer[J]. Environmental Science,2014,35(3):885-891 (in Chinese).
- [37] GUERIN F, ABRIL G, DE JUNET A, et al. Anaerobic decomposition of troical soils and plant material implication for the CO_2 and CH_4 budget of the Peyiy Sant reservoir [J]. Applied Geochemistry, 2008,23:2272-2283.
- [38] YAO G, GAO Q, WANG Z, et al. Dynamics of CO_2 partial pressure and CO_2 outgassing in the lower reaches of the Xijiang River, a subtropical monsoon river in China [J]. Science of the Total Environment, 2007,376(1-3):255-266.
- [39] SANTOSA MA, 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):481-488.
- [40] WANG F, WANG B, LIU C Q, et al. Carbon dioxide emission from surface water in cascade reservoirs-river system on the Maotiao River, southwest of China [J]. Atmospheric Environment, 2011, 45(23):3827-3834.
- [41] 梅航远,汪福顺,姚臣湛,等.万安水库春季二氧化碳分压的分布规律研究 [J].环境科学,2011,32(1):58-63.
MEI H Y,WANG F S,YAO C C, et al. Diffusion flux of partial pressure of dissolved carbon dioxide in Wan'an Reservoir in spring[J]. Environmental Science,2011,32(1):58-63 (in Chinese).
- [42] 姚臣湛,汪福顺,吴以赢,等.新安江水库水体春季二氧化碳分压的分布规律研究[J].地球环境学报,2010,1(2):150-156.
YAO C C,WANG F S,Wu Y Y, et al.The vernal distribution of dissolved carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) in the Xin'anjiang reservoir[J].Journal of Earth Environment,2010,1(2):150-156 (in Chinese).
- [43] 郭劲松,蒋滔,李哲,等.三峡水库澎溪河流域高阳回水区夏季水体 CO_2 分压日变化特性[J].湖泊科学,2012,24(2):190-196.
GUO J S,JIANG T,LI Z, et al. Diurnal variation characteristics of $p\text{CO}_2$ in the summer water column of Gaoyang backwater area in Pengxi River, Three Gorges Reservoir[J]. Journal of Lake Sciences,2012,24(2):190-196 (in Chinese).
- [44] 刘从强.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.
LIU C Q. Biogeochemical process and surface material circulation—southwest Karst basin erosion and source element cycle [M]. Beijing: Science Press, 2007 (in Chinese).
- [45] 王仕禄,万国江,刘从强,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,2003,46(5):581.
WANG S L,WANG G J,LIU C Q, et al.The geochemical changes of CO_2 in the lakes of the Yunnan-Guizhou plateau and its atmospheric CO_2 source and sink effects[J].Quaternary Sciences,2003,46(5):581 (in Chinese).
- [46] SOUMIS N, DUCHEMIN E, CANUEL R, et al. Greenhouses gas emissions from reservoirs of the western United States [J]. Global Biogeochemical Cycles,2004,18(3):1-11.