

重庆西部山区典型湖泊水-气界面 CO_2 交换通量及其影响因素

罗佳宸^{1,2}, 倪茂飞^{1,2}, 李思悦^{1*}

(1. 中国科学院重庆绿色智能技术研究院, 重庆 400714; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 为了解我国西南山区湖泊水体 CO_2 的释放/吸收特征, 于2017年7月对重庆西部山区典型9个湖泊表层水体溶解性无机碳进行调查, 并同步监测关键环境因子, 运用薄边界层法和静态箱法对其水-气界面 CO_2 通量 [$F(\text{CO}_2)$] 进行比较研究。结果表明, 渝西山区湖泊夏季表层水 $p(\text{CO}_2)$ 介于 2.1~45.0 Pa 之间, 均值为 (18.1 ± 12.1) Pa; 模型法和静态箱法计算的 CO_2 通量均值分别为 (-8.0 ± 2.9)、(-3.4 ± 3.6) 和 (-7.1 ± 22.3) $\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 总体表现出大气 CO_2 汇的特征。水体 $p(\text{CO}_2)$ 和 $F(\text{CO}_2)$ 与关键环境因子的相关分析, 表明表层水 $p(\text{CO}_2)$ 和 $F(\text{CO}_2)$ 与风速和 ORP 显著正相关, 与 pH 显著负相关。

关键词: CO_2 吸收; 山区湖泊; 薄边界层法; 静态箱法; 环境因子

中图分类号: X144 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2019)01-0192-08 DOI: 10.13227/j.hjxx.201805065

Water-Air Interface CO_2 Exchange Flux of Typical Lakes in a Mountainous Area of the Western Chongqing and Their Influencing Factors

LUO Jia-chen^{1,2}, NI Mao-fei^{1,2}, LI Si-yue^{1*}

(1. Chongqing Institute of Green and Intelligent Technology, Chinese Academy of Sciences, Chongqing 400714, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: To examine the mountainous lake CO_2 evasion in Southwest China, partial pressures of carbon dioxide [$p(\text{CO}_2)$] and the CO_2 exchange flux [$F(\text{CO}_2)$] via the water-air interface of nine mountainous lakes in Chongqing, China, have been studied in summer using the thin boundary layer model (TBL) and floating chambers. Key water quality parameters were concomitantly measured. The results indicate that the $p\text{CO}_2$ in the mountainous lakes in western Chongqing ranges from 2.1 to 45.0 Pa, with a mean value of (18.1 ± 12.1) Pa. The mean CO_2 fluxes calculated by the TBL model and chamber method are (-8.0 ± 2.9), (-3.4 ± 3.6), and (-7.1 ± 22.3) $\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, respectively. The $p(\text{CO}_2)$ and $F(\text{CO}_2)$ have positive correlations with the wind speed and ORP but negative correlations with the pH. Our study indicates that mountainous lakes are atmospheric sinks of CO_2 and the TBL model should be cautiously adopted.

Key words: CO_2 absorption; mountainous lake; thin boundary layer method; static chamber method; environmental factor

陆地地表水域生态系统是全球碳循环的重要组成部分^[1]; 湖泊生态系统作为内陆水体的重要组成部分, 其水-气界面温室气体交换不可忽视^[2,3]。2007年, Cole等^[4]的研究表明, 全球湖泊对大气 CO_2 (以 C 计) 的贡献量为 0.11 $\text{Pg} \cdot \text{a}^{-1}$ 。Tranvik等^[5]重新估算全球湖泊对大气 CO_2 的释放通量, 发现湖泊水-气界面 CO_2 通量 (以 C 计) 达 0.53 $\text{Pg} \cdot \text{a}^{-1}$ 。如此大的评估差异主要原因是野外监测数据特别是中小型湖泊观测数据的缺乏, 因此, 正确、客观地评价湖泊对大气主要温室气体的贡献对全球碳循环及气候变化应对具有重要意义。

目前, 国外相关研究主要集中在亚马逊热带地区、北美和加拿大北部等地区湖泊水-气界面通量的监测研究^[6~8]。已有研究表明湖泊水-气界面温室气体交换通量的影响因子复杂多变, 包括水体有机质浓度、水温、水体营养状况、pH 及湖泊物理特征等, 使得不同类型湖泊的水-气界面 CO_2 通量 [$F(\text{CO}_2)$] 具有显著的差异。我国是湖泊众多的国

家, 全国约有 185 000 个湖泊, 总面积达到 82 232 km^2 ^[9]。国内学者针对湖泊温室气体产生及界面通量进行了大量研究, 但主要集中在太湖、鄱阳湖、洞庭湖、云贵高原湖泊和东北湖泊等^[10~12]。例如, 肖启涛^[10]对太湖水-气界面 CO_2 通量进行连续观测, 结果表明太湖春、夏、秋和冬季的 CO_2 通量均值分别为 15.5、29.2、17.4 和 13.8 $\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 总体表现出大气 CO_2 源的特征; 陈永根等^[9]对中国不同地区 8 个湖泊冬季水体的水-气界面 CO_2 通量进行了 24 h 连续观测, 结果表明冬季洞庭湖、巢湖、洱海、滇池和洪泽湖 CO_2 平均交换通量分别为 -13.0、-8.8、-13.3、-9.8 和 -13.9 $\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 为大气 CO_2 的汇; 鄱阳

收稿日期: 2018-05-07; 修订日期: 2018-07-07

基金项目: 中国科学院百人计划项目; 国家自然科学基金项目 (31670473)

作者简介: 罗佳宸 (1993~), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为流域生态学, E-mail: 18696798071@163.com

* 通信作者 E-mail: syli2006@163.com

湖、南四湖和抚仙湖则为大气 CO₂ 的源,其通量分别为 19.5、15.1 和 8.7 mmol·(m²·d)⁻¹. 温志丹等^[12]对长春市湖泊的界面 CO₂ 交换进行了监测,结果表明夏季 CO₂ 平均交换通量为 -5.1 ~ 173.8 mmol·(m²·d)⁻¹.

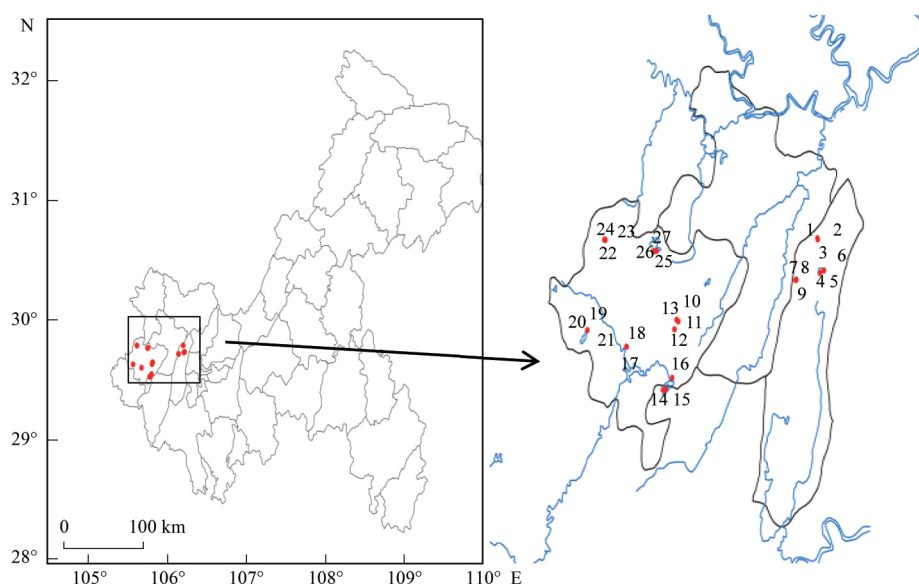
虽然我国学者在湖泊水-气界面碳交换通量的观测上取得较大进展,并阐明了土地利用类型、营养元素及有机质对 CO₂ 通量的关键控制作用^[9~12],但山区湖泊水-气界面温室气体通量的研究十分有限. 因此开展不同区域的典型湖泊水-气界面 CO₂ 通量研究,通过定量评估山区湖泊界面 CO₂ 排放对区域及全球碳收支平衡的作用,以及大尺度模型的建立具有极其重要的作用. 本研究于 2017 年 7 月,通过对重庆西部山区典型湖泊连续观测,基于模型估算法和静态箱法比较研究了

湖泊水-气界面 CO₂ 通量格局,并揭示了影响界面 CO₂ 通量的关键环境因子,以期对湖泊水-气界面碳交换对大气 CO₂ 贡献的精确估算提供重要的数据支撑.

1 材料与方法

1.1 研究区域

本文根据前期考察,选择位于重庆西部(渝西)山区典型湖泊进行采样监测(双河湖、三担湖、青龙湖、跃进湖、龙水湖、玉滩湖、响水滩湖、上游湖和化龙湖). 研究区域地理位置为 29°31′25″~29°47′6″N, 105°15′17″~106°14′30″E, 采样点分布如图 1 所示. 该区域属于亚热带季风气候,夏季阶段性高温干旱,秋季连阴雨;多年平均气温为 17℃ 左右,年平均降水量为 1 250 mm.



1. 双河-1; 2. 双河-2; 3. 双河-3; 4. 三担-1; 5. 三担-2; 6. 三担-3; 7. 青龙-1; 8. 青龙-2; 9. 青龙-3; 10. 跃进-1; 11. 跃进-2; 12. 跃进-3; 13. 跃进-4; 14. 龙水-1; 15. 龙水-2; 16. 龙水-3; 17. 玉滩-1; 18. 玉滩-2; 19. 响水滩-1; 20. 响水滩-2; 21. 响水滩-3; 22. 上游-1; 23. 上游-2; 24. 上游-3; 25. 化龙-1; 26. 化龙-2; 27. 化龙-3

图 1 渝西湖泊采样示意

Fig. 1 Distribution of sampling sites of Western Chongqing lakes

1.2 样品采集与分析方法

野外采样: 于 2017 年 7 月 10 ~ 12 日对渝西 9 个湖泊进行常规采样,每个湖泊设置 2 ~ 4 个点位,共采集 10 cm 表层水样 27 个. 采样期间均为晴天,取样时间在 09:00 ~ 18:00 之间. 现场使用 CyberScan PCD 650 多参数水质分析仪(Eutech, 美国)测定 pH、水温(*T*)、溶解氧(DO)、电导率(EC)和氧化还原电位(ORP);同步采用 Testo 410-1 便携式叶轮风速仪(德图,德国)测定气温和风速. 水样采集的同时,用自主设计制作的浮游静态箱进行水-气界面 CO₂ 交换通量监测. 先使箱内充满空气,等箱内气体混合均匀后,倒置于水面上.

利用 50 mL 针筒每隔 10 min 两箱同步连续 4 次采集箱内气体;气体样品保存于气样袋中,密封避光保存.

水样预处理: 当天用 0.70 μm Whatman GF/F 玻璃纤维膜过滤水样,将滤液分装于超纯水润洗的聚乙烯瓶中,不留空隙,用于溶解性总氮(TDN)、溶解性总磷(TDP)和溶解性有机碳(DOC)测定. 立即取 25.00 mL 过滤水样用 0.020 0 mol·L⁻¹ 盐酸滴定碱度,以甲基橙作为指示剂,通过测定水样中碱度、pH 及水温求得表层水 CO₂ 分压 [*p*(CO₂)]. 所有待测样品运至实验室内在 4℃ 下保存.

室内实验分析: TDN 和 TDP 采用国标法测定,

TDN 采用碱性过硫酸钾消解紫外分光光度法(GB 11894-89), TDP 采用钼酸铵分光光度法(GB 11893-89)^[13]. 溶解性有机碳(DOC)使用 multi N/C 2100S(耶拿,德国)总有机碳分析仪测定. 气样袋运回实验室后 48 h 内用 Clarus 580 气相色谱仪(PerkinElmer, 美国)测定 CO₂ 浓度.

1.3 二氧化碳分压计算

由测得的碱度、pH 和水温, 计算水体的 CO₂ 分压^[14, 15]:

$$p(\text{CO}_2) = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{[\text{H}^+]} = \frac{[\text{HCO}_3^-]}{K_0 \times K_1} \quad (1)$$

$$pK_0 = -7 \times 10^{-5} T^2 + 0.016T + 1.11 \quad (2)$$

$$pK_1 = 1.1 \times 10^{-4} T^2 - 0.012T + 6.58 \quad (3)$$

$$pK_2 = 9 \times 10^{-5} T^2 - 0.0137T + 10.62 \quad (4)$$

式中, K_1 和 K_2 为平衡常数, T 为水温(°C). 在目前工作中, 由于水体的 pH 均大于 7.7, HCO_3^- 视为与碱度相当^[15].

水-气界面 CO₂ 交换通量主要受大气和水体中 CO₂ 分压差、温度、风速等因素影响. 根据 Fick 定律, 水-气界面二氧化碳交换通量可以利用(5)计算^[16, 17]:

$$\text{Flux} = K \times K_h \times (p_{\text{water}} - p_{\text{air}}) \quad (5)$$

$$\ln K_h = -58.0931 + 90.5069(100/T_k) + 22.294 \ln(T_k/100) \quad (6)$$

式中, Flux 为水-气界面 CO₂ 交换通量 [$\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$], K 为气体扩散系数 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$), p_{water} 为 CO₂ 在水中分压(Pa), p_{air} 为现场温度及压力下 CO₂ 气体在空气中分压(Pa), K_h 为亨利常数, 即气体溶解度 [$\text{mol} \cdot (\text{L} \cdot \text{Pa})^{-1}$], T_k 为水体绝对温度(K). 本文采用 2 种最为常用于湖泊及水库生态系统的经验公式计算气体交换系数 K_{600} ; 其中公式(9)称“模型 1”^[18], 公式(10)称“模型 2”^[19]:

$$K = K_{600} \times (Sc/600)^{-x} \quad (7)$$

$$Sc = 1911.1 - 118.11t + 3.4527t^2 - 0.04132t^3 \quad (8)$$

$$K_{600} = 2.07 + (0.215 \times U_{10}^{1.7}) \quad (9)$$

$$(U_{10} < 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1})$$

$$K_{600} = 0.228 \times U_{10}^{2.2} + 0.168 \quad (10)$$

式中, K_{600} 是在 20°C 时 Schmidt 常数等于 600 的气体传输速度 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$), Sc 为 t (°C) 下 CO₂ 的 Schmidt 常数, U_{10} 为水面上方 10 m 风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

静态箱法是通过测定静态箱内气体浓度变化率来计算水-气界面的 CO₂ 脱气通量, 计算公式为^[20]:

$$\text{Flux} = \frac{\text{Slope} \times F_1 \times F_2 \times V}{S \times F_3} \quad (11)$$

式中, Slope 为时间-浓度关系中的斜率 ($\text{ppm} \cdot \text{min}^{-1}$), F_1 为 ppm 和 $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 的转换系数 (1798.45), F_2 为 min 和 d 的转换系数 (1440), V 为浮游箱内套入的空气体积 (m^3), S 为浮游箱的面积 (m^2), F_3 为 μg 和 mg 的转换系数, Flux 为温室气体通量 [$\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$].

1.4 数据分析

本研究的实验分析及计算所得数据全部录入 SPSS 18.0 进行统计分析, 利用 SigmaPlot 13.0 软件作图. 采用 Spearman 非参数相关性分析方法阐述数据间变化的统计相关性, 采用单因素方差分析来判别不同数据组的差异性.

2 结果与分析

2.1 湖泊表层水体水质参数的变化

重庆西部山区典型湖泊表层水主要物理化学参数见表 1. 监测期间, 水温、pH 和碱度在统计学上均具有显著性差异 ($P < 0.01$), 见表 2. 各湖泊表层水温在 28.0 ~ 35.7°C 范围内波动, 均值为 (32.1 ± 2.2) °C. pH 值在 8.26 ~ 9.83 之间, 平均值为 9.02 ± 0.36 , 总体呈弱碱性环境; 表层水体的碱度通常以 HCO_3^- 为主, 观测期间其碱度在 $1048.0 \sim 3824.0 \mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间, 平均值为 (2039.15 ± 656.81) $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$.

调查期间, 表层水体电导率在 91.24 ~ 601.50 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ 范围内波动, 且在统计学上具有显著性差异 ($P < 0.01$); 按大小排序为: 玉滩湖 > 跃进湖 > 玉滩湖 > 三担湖 > 响水滩湖 > 上游湖 > 化龙湖 > 龙水湖 > 双河湖; 可能是由于入湖水体受到不同人类活动扰动造成的. 各湖泊表层水体 DO 浓度差异较大 ($P < 0.01$), 在 4.42 ~ 18.04 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间, 均值为 (8.92 ± 3.18) $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$.

各湖泊表层水体 TDN 浓度在 0.24 ~ 3.67 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 范围内波动, 均值为 (2.46 ± 1.05) $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 超过地表水 V 类水质标准. 在监测期间, 湖泊表层水体 TDP 浓度在 0.05 ~ 0.22 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 范围内波动, 均值为 (0.10 ± 0.04) $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$; 超过地表水 III 类水质标准. 表层水体 TDN 和 TDP 最高值均在跃进湖出现, 分别为 (2.46 ± 1.05) $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 (0.14 ± 0.07) $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 表现出明显的富营养化趋势.

本研究区域的湖泊表现出不同的富营养化趋势, 可能是由于流域内城镇生活污水、工业废水和降雨径流等外源营养物质的输入不同, 以及水体微

表 1 渝西山区湖泊水体物理化学参数¹⁾

Table 1 Physical and chemical parameters of the mountainous lakes in Western Chongqing

湖泊	pH	水温 /℃	气温 /℃	风速 /m·s ⁻¹	EC /μS·cm ⁻¹	DO /mg·L ⁻¹	ORP /mV	碱度 /μeq·L ⁻¹	DOC /mg·L ⁻¹	TDN /mg·L ⁻¹	TDP /mg·L ⁻¹
双河湖	9.32±0.02	31.2±0.6	38.1±1.9	0.3±0.1	239.37±2.54	8.93±3.07	143.47±6.02	1906.67±582.01	6.57±0.34	0.45±0.03	0.07±0.03
三担湖	9.60±0.26	32.0±0.4	36.9±3.6	0.3±0.1	308.93±17.21	12.75±2.18	134.90±4.52	2005.33±375.01	8.83±0.39	0.91±0.30	0.14±0.06
青龙湖	8.30±0.06	29.1±1.3	33.8±3.1	0.4±0.2	94.01±4.41	9.70±0.79	189.63±4.28	1146.67±87.76	5.38±0.29	0.86±0.07	0.08±0.01
跃进湖	8.86±0.11	31.1±0.4	33.1±1.2	0.7±0.6	501.53±37.73	11.15±6.61	154.63±13.11	3184.00±702.73	10.00±0.80	2.46±1.05	0.14±0.07
龙水湖	9.13±0.14	29.4±0.5	30.7±3.2	0.4±0.1	248.53±4.65	7.67±0.82	182.00±7.59	1677.33±307.38	8.35±0.49	0.36±0.11	0.10±0.02
玉滩湖	8.24±1.33	32.0±0.0	37.3±0.4	0.5±0.0	493.65±152.52	6.15±0.95	155.45±8.56	1976.00±305.47	9.90±0.11	1.14±0.12	0.01±0.02
响水滩湖	9.02±0.05	35.4±0.3	38.9±2.6	0.4±0.2	298.67±2.64	6.34±2.21	170.53±2.93	1842.67±80.13	9.45±0.31	0.50±0.05	0.08±0.02
上游湖	8.89±0.02	33.3±0.5	39.7±0.7	0.4±0.3	284.23±1.46	7.98±2.74	173.27±1.70	2274.67±468.96	8.32±0.37	0.32±0.05	0.07±0.01
化龙湖	8.98±0.01	35.2±0.2	37.2±2.3	0.4±0.0	253.20±2.70	7.94±1.89	169.70±0.26	1936.00±238.53	9.60±0.50	0.85±0.07	0.10±0.01

1) 数据表示均值±标准差

表 2 各指标单因素方差分析¹⁾

Table 2 Single factor analysis of the variance for each variable

项目	水温	气温	风速	pH	电导率	DO	ORP	碱度	DOC	TDN	TDP	p(CO ₂)
<i>P</i>	0.000**	0.003**	0.547	0.000**	0.000**	0.011**	0.000**	0.000**	0.000**	0.001**	0.394	0.000**
<i>n</i>	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27

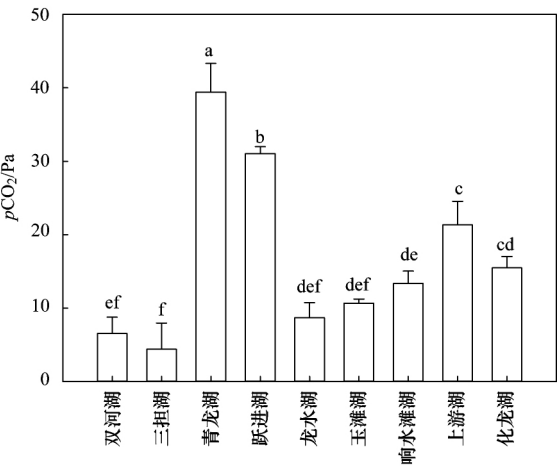
1) **表示 $P < 0.01$ 极显著差异, * 表示 $P < 0.05$ 显著差异

生物代谢的差异造成的; 进而导致重庆西部典型山区湖泊表层水体 TDN 浓度的显著性空间差异 ($P < 0.01$) .

2.2 表层水 $p(\text{CO}_2)$ 和 CO_2 交换通量

2.2.1 表层水 $p(\text{CO}_2)$

图 2 表明双河湖、三担湖、青龙湖、跃进湖、龙水湖、响水滩湖、上游湖和化龙湖表层水 $p(\text{CO}_2)$ 均值分别为 (6.7 ± 2.3) 、 (4.5 ± 3.7) 、 (40.6 ± 4.0) 、 (13.8 ± 7.5) 、 (8.9 ± 2.1) 、 (13.7 ± 1.7) 、 (21.9 ± 3.3) 和 (15.9 ± 1.6) Pa. 总体来看, 重庆西部山区典型湖泊夏季表层水体溶解性 CO_2 呈不饱和状态, 其 $p(\text{CO}_2)$ 在 $2.1 \sim 45.0$ Pa 范围内波动, 均值为 (18.1 ± 12.1) Pa; 且在空间上具有统计学



不同字母表示显著性差异

图 2 渝西湖泊表层水 $p(\text{CO}_2)$

Fig. 2 Aqueous $p(\text{CO}_2)$ of mountainous lakes in Western Chongqing

差异 ($P < 0.01$) .

2.2.2 模型法计算 CO_2 交换通量

现场监测数据表明各监测点风速在 $0.1 \sim 1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围内波动. 表 3 为基于 2 种常用于湖泊及水库生态系统的经验公式计算出的气体扩散系数 K 值, 其值介于 $0.17 \sim 4.20 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ 之间; 按大小排序均为: 响水滩湖 > 化龙湖 > 上游湖 > 跃进湖 > 玉滩湖 > 三担湖 > 双河湖 > 龙水湖 > 青龙湖.

模型 1 的结果表明(表 3), 响水滩湖、双河湖、三担湖、青龙湖、跃进湖、龙水湖、玉滩湖、上游湖和化龙湖 CO_2 交换通量分别为 (-10.8 ± 0.3) 、 (-9.8 ± 0.6) 、 (-10.6 ± 0.9) 、 (-2.2 ± 0.9) 、 (-4.7 ± 0.9) 、 (-8.7 ± 0.5) 、 (-9.5 ± 0.0) 、 (-7.3 ± 0.6) 和 $(-10.0 \pm 0.5) \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 模型 1 计算的平均通量为 $(-8.0 \pm 2.9) \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 是模型 2 的 2.3 倍. 总体来看, 重庆西部山区典型湖泊夏季表现出大气 CO_2 汇的特征.

2.2.3 静态箱法计算 CO_2 交换通量

静态箱法所测得的不同湖泊水-气界面 CO_2 交换通量在统计学上具有显著性差异 ($P < 0.01$) (表 3), 且所有湖泊的 CO_2 界面通量均为负值. 跃进湖、双河湖、三担湖、青龙湖和龙水湖平均通量分别为 (-15.1 ± 51.6) 、 (-2.7 ± 11.7) 、 (-6.6 ± 9.8) 、 (-1.6 ± 1.8) 和 $(-7.5 \pm 2.9) \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 总体来看, 重庆西部山区典型湖泊水-气界面 CO_2 交换通量均值为 (-7.1 ± 22.3)

表 3 渝西湖泊水-气界面 CO₂ 交换通量¹⁾

Table 3 CO₂ areal flux across the water-air interface of mountainous lakes in Western Chongqing

采样点	$p(\text{CO}_2) / \text{Pa}$	风速 $/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$K/\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$		$F(\text{CO}_2) / \text{mmol}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$		静态箱法
			模型 1	模型 2	模型 1	模型 2	
双河-1	9.3	0.2	3.09	0.17	-9.11	-1.02	5.57
双河-2	4.9	0.4	3.08	0.22	-10.05	-3.57	-10.96
双河-3	6.1	0.2	3.18	0.18	-10.09	-1.13	—
三担-1	8.8	0.3	3.21	0.19	-9.58	-2.10	1.12
三担-2	2.8	0.3	3.19	0.19	-10.87	-2.38	-3.33
三担-3	2.1	0.2	3.29	0.18	-11.38	-1.25	-17.69
青龙-1	37.2	0.2	2.99	0.18	-3.00	-0.34	-2.83
青龙-2	39.6	0.5	2.88	0.24	-2.39	-1.19	-0.28
青龙-3	45.0	0.5	2.81	0.24	-1.27	-0.62	—
跃进-1	32.8	0.5	3.21	0.24	-4.19	-2.15	-73.77
跃进-2	32.6	0.5	2.88	0.17	-4.23	-2.32	23.32
跃进-3	31.8	0.7	3.23	0.33	-4.45	-3.85	5.18
跃进-4	30.7	1.7	4.20	1.30	-6.09	-19.10	—
龙水-1	8.1	0.4	2.85	0.22	-8.66	-3.06	-9.49
龙水-2	7.4	0.5	2.98	0.24	-9.19	-4.70	-5.46
龙水-3	11.4	0.4	2.95	0.22	-8.29	-2.95	—
玉滩-1	11.4	0.5	3.30	0.24	-9.50	-4.82	-3.68
玉滩-2	10.6	0.5	3.32	0.17	-9.52	-5.04	—
响水滩-1	12.2	0.5	4.04	0.24	-11.11	-5.67	—
响水滩-2	15.6	0.5	4.18	0.24	-10.49	-5.33	-6.93
响水滩-3	13.5	0.1	4.09	0.17	-10.86	-0.40	—
上游-1	19.5	0.2	3.39	0.18	-7.57	-0.85	—
上游-2	20.6	0.3	3.61	0.19	-7.81	-1.70	—
上游-3	25.8	0.8	3.69	0.38	-6.64	-7.14	—
化龙-1	14.1	0.4	4.06	0.22	-10.60	-3.74	—
化龙-2	17.0	0.4	4.06	0.22	-9.77	-3.46	—
化龙-3	16.7	0.4	3.96	0.22	-9.64	-3.40	—

1) “—”表示未测得数据

$\text{mmol}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$ ，与模型 1 的结果接近，表明模型法 1 更能准确地运用到研究区域湖泊的 CO₂ 交换通量计算中。

3 讨论

3.1 与其它水体 $p(\text{CO}_2)$ 的比较

有研究已表明内陆水体大多呈现溶解性 CO₂ 过饱和状态。Cole 等^[21]对 62°N 到 60°S 之间的 1875 个湖泊研究发现，其中 87% 的湖泊 CO₂ 表现出过饱和状态；2009 年，Tranvik 等^[5]对全球湖泊的研究也得出相似的结论。然而本研究表明重庆西部山区典型湖泊夏季表层水 $p(\text{CO}_2)$ 均值为 $(18.1 \pm 12.1) \text{ Pa}$ ，表明其溶解性 CO₂ 处于欠饱和状态，为大气 CO₂ 的汇，这一研究结果与温志丹等^[12]对长春市湖泊的研究结果相似。

$p(\text{CO}_2)$ 与关键环境因子的 Spearman 相关性分析表明(表 4)，研究区域湖泊表层水 $p(\text{CO}_2)$ 与风速和 ORP 显著正相关，与 pH 显著负相关。造成这种现象可能是监测期间均在晴天，水体浮游植物生长较旺盛，光合作用较强，光合作用消耗的 CO₂ 高

于浮游生物呼吸作用产生的 CO₂ 量，因此湖泊的光合作用可能是维持水体溶解性 CO₂ 欠饱和的主要因素。回归分析表明 pH 和碱度能很好地预测表层水 $p(\text{CO}_2)$ ：

$$p(\text{CO}_2) = 2\,871.66 - 310.86\text{pH} + 0.053 \text{ 碱度} \\ (R^2 = 0.95, P < 0.05)$$

3.2 湖泊表层水体 CO₂ 交换通量现状分析比较

对比世界主要河流、水库和湖泊的水-气界面 CO₂ 通量(图 3)可以发现，大多数表现为大气 CO₂ 的源，少部分表现为 CO₂ 的汇。如对亚马逊河流、长江上游龙川江、新丰江水库、红枫湖和太湖藻型湖区研究表明，其水-气界面 CO₂ 通量分别为 559.3、131.5、361.8、-5.7 和 -2.8 $\text{mmol}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$ 。本研究综合模型 1 计算及静态箱法监测的 CO₂ 交换通量均值分别为 $(-8.0 \pm 2.9) \text{ mmol}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$ 和 $(-7.1 \pm 22.3) \text{ mmol}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$ ^[22~32](图 3)。

单因素方差分析表明，模型 1 计算的研究区域湖泊水-气界面 CO₂ 交换通量在统计学上具有显著性差异 ($P < 0.01$)；由于这些湖泊地处重庆西部地

区, 所处环境的温度、风速和气压等都大致相同, 水质之间的差异可能是造成各湖泊水-气界面碳通量具有显著性差异的最重要原因(表 2)。

本研究认为水-气界面碳交换是陆地 CO₂ 输入及水体新陈代谢等过程平衡的结果。pH、有机质浓度、水体理化特性等因素共同影响 CO₂ 通量大小及方向^[22~25]。本研究表明研究区域湖泊向大气吸收 CO₂, 造成这种现象可能是监测期间 pH 的变化范围比较小, 且绝大部分时间在弱碱环境下, 水体溶解性碳原位呼吸过程消耗氧气, 产生 CO₂, 同时, 水体中进行光合作用的浮游生物吸收 CO₂。由于湖泊水体流速缓慢以及监测期间光照强度强, 使得水体为以浮游生物为主的“湖沼型”自养生态系统; 在这种环境下, 光合作用消耗的 CO₂ 高于浮游植物呼吸

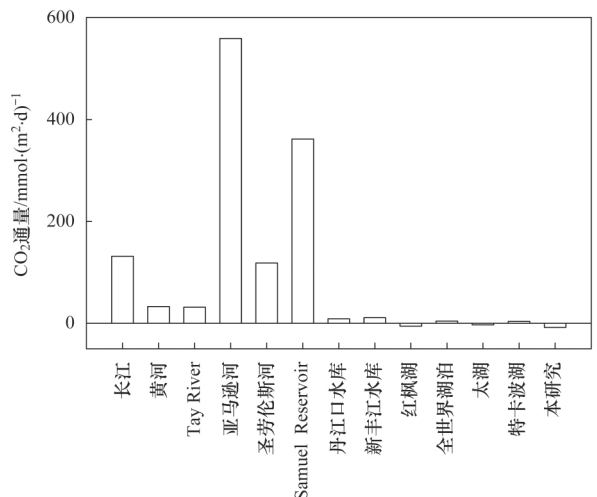


图 3 世界上主要河流、湖泊、水库水气界面 CO₂ 交换通量^[6, 10, 15, 23~30]

Fig. 3 CO₂ flux at the water-air interface of major rivers, lakes, and reservoirs in the world

作用产生的 CO₂ 量, 因此生物光合作用是维持其欠饱和和溶解性 CO₂ 的主要因素。这与彭希等^[30] 在红枫湖的研究结果一致。

3.3 不同监测方法的比较

目前水体温室气体监测普遍采用静态箱法和模型法。有研究表明在同一河流, 分别采用静态箱法和模型法得到结果存在 4~62 倍的差异^[31]。本研究表明, 静态箱法测得的 CO₂ 交换通量与模型法 2 计算的结果存在较大差异。此外, 监测期间, 风速均较低, 在 0.2~1.7 m·s⁻¹ 范围内波动; 表明渝西湖泊在处于低风速条件下, 模型 1 计算出来的水-气界面 CO₂ 通量更接近湖泊的实际情况。

模型法是基于水-气扩散过程推导的模型方法, 气体交换系数 *K* 是通量计算准确与否的关键; 风速、降雨和水汽温差等是影响水-气界面气体交换速率的关键环境因子^[31]。研究期间的晴天和低风环境避免了风速和降雨的影响, 水-气冷热交换引起交换系数的主要误差。静态箱法是一种非稳态箱, 误差主要来源于箱内扰动、箱内外压力差和箱内气体混合程度等^[31, 32], 由于本研究在晴天、低风速环境下采样, 排除了风和湍流的影响, 箱体笼罩后造成的微环境引起水体表面与箱内气体产生热对流, 以及在低风速环境下箱内水体扰动比箱外强烈是造成静态箱法误差的主要原因。目前静态箱和模型法均广泛用于界面气体的通量研究中。

3.4 水-气界面 CO₂ 交换通量影响因素分析

本研究通过 *F*(CO₂) 与关键环境因子的 Spearman 相关性分析表明(表 4), 重庆西部山区典型湖泊水-气界面 CO₂ 交换通量受多种因素的影响; 其 *F*(CO₂) 与 pH 显著负相关, 与风速和 ORP 显著正相关(表 4)。

表 4 *p*(CO₂) 和水-气界面 CO₂ 交换通量与环境变量的 Spearman 相关分析¹⁾

Table 4 Spearman correlation analysis between *p*(CO₂), *F*(CO₂), and key environmental variables

项目	DOC	碱度	pH	DO%	水温	气温	风速	电导率	ORP	TDP	TDN
<i>p</i> (CO ₂)	0.02	0.09	-0.97**	0.04	-0.09	-0.21	0.42*	-0.02	0.49*	-0.18	0.34
<i>P</i>	0.93	0.67	0.00	0.85	0.66	0.31	0.03	0.92	0.01	0.39	0.10
<i>F</i> (CO ₂)	0.02	0.09	-0.96**	0.04	-0.07	-0.17	0.40*	-0.02	0.46*	-0.19	0.35
<i>P</i>	0.91	0.66	0.00	0.84	0.76	0.40	0.05	0.93	0.02	0.36	0.08
<i>n</i>	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27

1) **表示 *P* < 0.01, 极显著相关, * 表示 *P* < 0.05, 显著相关; *p*(CO₂) 和 *F*(CO₂) 样本数 *n* 相同

pH 改变了水体的物理化学环境, 调节水体中的碳酸盐体系(CO₂、CO₃²⁻ 和 HCO₃⁻), 进而影响水体 CO₂ 的释放; 当 pH 较高时, 水体中游离的二氧化碳就会转变为碳酸盐, 水体中 *p*(CO₂) 降低, 导致水中溶解性 CO₂ 处于不饱和状态^[33, 34]。渝西山区夏季湖泊水-气界面 CO₂ 交换通量与 pH 显著负

相关(*r* = -0.97); 主要是表层湖水 pH 均大于 8.3, 水中游离的 CO₂ 易形成碳酸盐, 降低水体 *p*(CO₂), 从而使得水体溶解性 CO₂ 处于亚饱和状态; 有利于大气的 CO₂ 进入水体中。

风速是影响水-气界面 CO₂ 通量的重要因素, 通过影响气体传输系数及水中碳物质的分解和二氧

化碳的产生,进而影响 CO_2 的水-气通量^[35]. 研究表明, $F(\text{CO}_2)$ 与风速显著正相关($r = 0.42$), 可能是风速造成表层水体的扰动,促使气体交换速率增大,增加水体 CO_2 向大气中释放.

氧化还原电位直接关系到温室气体的产生及迁移过程的转化,对水体 CO_2 交换具有显著影响^[36]. 本次研究结果表明, $F(\text{CO}_2)$ 与 ORP 表现出显著正相关;可能是由于野外风速和风向对水体扰动以及水体的新陈代谢,导致水体氧含量差异,使得水-气界面 CO_2 交换对氧化还原电位具有响应.

水温影响 CO_2 在水中的溶解度,并通过影响微生物的活性来间接影响温室气体的产生,因此水温对 CO_2 产生与释放具有重要意义^[33]. 本研究结果表明, $F(\text{CO}_2)$ 与水温没有明显的相关关系($r = -0.07$),可能是由于水体比热较大,水温的变化波动较小,故对水体中溶解性 CO_2 影响较小. 水体中的溶解性碳参与了碳酸平衡反应,本质上决定了 CO_2 的产生和释放^[15]. 本研究结果表明, $F(\text{CO}_2)$ 与 DOC 没有明显的相关关系($r = 0.02$),可能是水体有机质的组分和结构弱化了 DOC 对水-气界面 CO_2 交换的影响.

综上所述,重庆西部山区典型湖泊夏季水-气界面 CO_2 交换通量与风速和 ORP 显著正相关,与 pH 显著负相关;风速的物理扰动和浮游植物的光合作用是造成湖泊吸收大气 CO_2 的主要原因.

4 结论

(1) 重庆西部山区典型湖泊夏季表层水 $p(\text{CO}_2)$ 介于 $2.1 \sim 45.0$ Pa 之间,均值为 (18.1 ± 12.1) Pa; 模型法和静态箱法计算的水-气界面 CO_2 交换通量 (-8.0 ± 2.9) 、 (-3.4 ± 3.6) 和 (-7.1 ± 22.3) $\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 总体表现出大气 CO_2 汇的特征.

(2) 表层水 $p(\text{CO}_2)$ 和 $F(\text{CO}_2)$ 与关键环境因子的相关分析表明 $p(\text{CO}_2)$ 和 $F(\text{CO}_2)$ 与风速和 ORP 显著正相关,与 pH 显著负相关;其他环境因素的影响不明显.

参考文献:

- [1] Raymond P A, Hartmann J, Lauerwald R, *et al.* Global carbon dioxide emissions from inland waters [J]. *Nature*, 2013, **503** (7476): 355-359.
- [2] Palma-Silva C, Marinho C C, Albertoni E F, *et al.* Methane emissions in two small shallow neotropical lakes: the role of temperature and trophic level [J]. *Atmospheric Environment*, 2013, **81**: 373-379.
- [3] 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.

- [4] Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, *et al.* Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget [J]. *Ecosystems*, 2007, **10**(1): 172-185.
- [5] Tranvik L J, Downing J A, Cotner J B, *et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate [J]. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**(6part2): 2298-2314.
- [6] Li S Y, Bush R T, Ward N J, *et al.* Air-water CO_2 outgassing in the Lower Lakes (Alexandrina and Albert, Australia) following a millennium drought [J]. *Science of the Total Environment*, 2016, **542**: 453-468.
- [7] Diem T, Koch S, Schwarzenbach S, *et al.* Greenhouse gas emissions (CO_2 , CH_4 , and N_2O) from several perialpine and alpine hydropower reservoirs by diffusion and loss in turbines [J]. *Aquatic Sciences*, 2012, **74**(3): 619-635.
- [8] da Silva Pinto T J, Gomes B M. CO_2 flux and its relationship with water parameters and biological activity in the Ji-Paraná River (Rondônia State-Western Amazon) [J]. *Biogeosciences Discussions*, 2017, doi: 10.5194/bg-2017-407.
- [9] 陈永根,李香华,胡志新,等. 中国八大湖泊冬季水-气界面 CO_2 通量[J]. *生态环境*, 2006, **15**(4): 665-669.
- [9] Chen Y G, Li X H, Hu Z X, *et al.* Carbon dioxide flux on the water-air interface of the eight lakes in China in winter [J]. *Ecology and Environment*, 2006, **15**(4): 665-669.
- [10] 肖启涛. 太湖水-气界面温室气体(CO_2 、 CH_4 、 N_2O) 通量研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2014. 20-29.
- [10] Xiao Q T. Study on greenhouse gases (CO_2 , CH_4 , and N_2O) fluxes of water-air interface in lake Taihu [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology, 2014. 20-29.
- [11] Tao F X. Air-water CO_2 flux in an algae bloom year for Lake Hongfeng, Southwest China: implications for the carbon cycle of global inland waters [J]. *Acta Geochimica*, 2017, **36**(4): 658-666.
- [12] 温志丹,宋开山,赵莹,等. 长春城市水体夏秋季温室气体排放特征[J]. *环境科学*, 2016, **37**(1): 102-111.
- [12] Wen Z D, Song K S, Zhao Y, *et al.* Seasonal variability of greenhouse gas emissions in the urban lakes in Changchun, China [J]. *Environmental Science*, 2016, **37**(1): 102-111.
- [13] 国家环境保护总局. 水和废水监测分析方法[M]. (第四版). 北京: 中国环境科学出版社, 2002. 239-284.
- [14] Hunt C W, Salisbury J E, Vandemark D. Contribution of non-carbonate anions to total alkalinity and overestimation of $p\text{CO}_2$ in New England and New Brunswick rivers [J]. *Biogeosciences*, 2011, **8**(10): 3069-3076.
- [15] Li S Y, Lu X X, He M, *et al.* Daily CO_2 partial pressure and CO_2 outgassing in the upper Yangtze River basin: a case study of the Longchuan River, China [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, **466-467**: 141-150.
- [16] Roehm C L, Prairie Y T, Giorgio P A. The $p\text{CO}_2$ dynamic in lakes in the boreal region of norther Quebec, Canada [J]. *Global Biogeochem Cycles*, 2009, **23**(3): 2939-2963.
- [17] 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.
- [18] Cole J J, Caraco N F. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF_6 [J]. *Limnology and Oceanography*, 1998, **43**(4): 647-656.
- [19] Crusius J, Wanninkhof R. Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake [J]. *Limnology and Oceanography*,

- 2003, **48**(3): 1010-1017.
- [20] UNESCO/IHACHG. Greenhouse gas emissions related to freshwater reservoirs [R]. The World Bank, 2010. 64-127.
- [21] Cole J J, Caraco N F, Kling G W, *et al.* Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes [J]. *Science*, 1994, **265**(5178): 1568-1570.
- [22] Deshmukh C, Guérin F, Vongkhamsoo A, *et al.* Carbon dioxide emissions from the flat bottom and shallow Nam Theun 2 Reservoir: drawdown area as a neglected pathway to the atmosphere [J]. *Biogeosciences*, 2018, **15**(6): 1775-1794.
- [23] 李凌宇, 于瑞宏, 田明扬, 等. 黄河二氧化碳逸出时空变化及其影响因素——以头道拐水文站为例 [J]. *生态学报*, 2017, **37**(22): 7636-7646.
- Li L Y, Yu R H, Tian M Y, *et al.* Spatial-temporal variations and influencing factors of carbon dioxide evasion from the Yellow River: an example of the Toudaoguai Gauging Station [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2017, **37**(22): 7636-7646.
- [24] Skiba U, Harley J, Carvalho L, *et al.* Seasonal and spatial variability of aquatic N₂O, CH₄ and CO₂ concentrations and their contribution to the overall greenhouse gas budget of the river Tay catchment, NW Europe [A]. *Proceedings of EGU General Assembly* [C]. Vienna, Austria: EGU, 2016.
- [25] Richey J E, Melack J M, Aufdenkampe A K, *et al.* Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂ [J]. *Nature*, 2002, **416**(6881): 617-620.
- [26] Hélie J F, Hillaire-Marcel C, Rondeau B. Seasonal changes in the sources and fluxes of dissolved inorganic carbon through the St. Lawrence River— isotopic and chemical constraint [J]. *Chemical Geology*, 2002, **186**(1-2): 117-138.
- [27] dos 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): 481-488.
- [28] Li S Y, Zhang Q F. Partial pressure of CO₂ and CO₂ emission in a monsoon-driven hydroelectric reservoir (Danjiangkou Reservoir), China [J]. *Ecological Engineering*, 2014, **71**: 401-414.
- [29] 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. 40-51.
- Ye L F. The partial pressure and flux of CO₂ in the Xinfengjiang reservoir [D]. Guangzhou: Sun Yat-sen University, 2014. 40-51.
- [30] 彭希, 刘丛强, 王宝利, 等. 河流-水库体系水体表层 pCO₂ 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 [J]. *地球与环境*, 2013, **41**(2): 97-103.
- Peng X, Liu C Q, Wang B L, *et al.* Spatiotemporal characteristics and diffusion flux of partial pressure of dissolved carbon dioxide (pCO₂) in the river-reservoir system as exemplified by the Liuchonghe river, Hongjiadu reservoir and Hongfenghu lake [J]. *Earth and Environment*, 2013, **41**(2): 97-103.
- [31] 李建鸿, 蒲俊兵, 孙平安, 等. 不同地质背景水库区夏季水-气界面温室气体交换通量研究 [J]. *环境科学*, 2015, **36**(11): 4032-4042.
- Li J H, Pu J B, Sun P A, *et al.* Summer greenhouse gases exchange flux across water-air interface in Three Water Reservoirs located in different geologic setting in Guangxi, China [J]. *Environmental Science*, 2015, **36**(11): 4032-4042.
- [32] 姚晓, 李哲, 郭劲松, 等. 水-气界面 CO₂ 通量监测的静态箱法与薄边界层模型估算比较 [J]. *湖泊科学*, 2015, **27**(2): 289-296.
- Yao X, Li Z, Guo J S, *et al.* Comparison between closed static chamber method and thin boundary layer method on monitoring air-water CO₂ diffusion flux [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2015, **27**(2): 289-296.
- [33] Schrier-Uijl A P, Veraart A J, Leffelaar P A, *et al.* Release of CO₂ and CH₄ from lakes and drainage ditches in temperate wetlands [J]. *Biogeochemistry*, 2011, **102**(1-3): 265-279.
- [34] Natchimuthu S, Selvam B P, Bastviken D. Influence of weather variables on methane and carbon dioxide flux from a shallow pond [J]. *Biogeochemistry*, 2014, **119**(1-3): 403-413.
- [35] 蒋滔, 郭劲松, 李哲, 等. 三峡水库不同运行状态下支流澎溪河水-气界面温室气体通量特征初探 [J]. *环境科学*, 2012, **33**(5): 1463-1470.
- Jiang T, Guo J S, Li Z, *et al.* Air-water surface greenhouse gas flux in Pengxi River at different operational stages of the Three Gorges Reservoir [J]. *Environmental Science*, 2012, **33**(5): 1463-1470.
- [36] 王亮, 肖尚斌, 刘德富, 等. 香溪河库湾夏季温室气体通量及影响因素分析 [J]. *环境科学*, 2012, **33**(5): 1471-1475.
- Wang L, Xiao S B, Liu D F, *et al.* Fluxes of greenhouse gases from Xiangxi River in Summer and their influencing factors [J]. *Environmental Science*, 2012, **33**(5): 1471-1475.