

## 夏季降雨事件对水库温室气体通量变化的影响: 来自湖北官庄水库的高频观测\*

陈敏<sup>1,2</sup>, 许浩霆<sup>1</sup>, 郑祥旺<sup>1</sup>, 虞之锋<sup>1</sup>, 肖尚斌<sup>1,2\*\*</sup>

(1: 三峡大学水利与环境学院, 宜昌 443002)

(2: 三峡库区生态环境教育部工程研究中心, 宜昌 443002)

**摘要:** 湖库淡水水域对温室气体排放的贡献不容小觑, 然而观测时间的代表性不足以及缺乏对降雨因素的考虑制约了碳排放的准确估计。本研究以湖北宜昌境内官庄水库为例, 选取强降雨多发的夏季时段, 针对水-气界面温室气体通量、水体表层和垂向剖面气体溶存浓度及环境因子开展了为期1周的原位高频观测, 以探讨夏季降雨事件对水库温室气体通量变化的影响。结果表明, 观测期内官庄水库水-气界面  $\text{CH}_4$  通量变化范围为  $0.007 \sim 0.077 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ ,  $\text{CO}_2$  通量范围为  $5.48 \sim 57.57 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , 白天和夜晚均表现为大气的碳源。小雨、中雨乃至暴雨天气条件下,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  日均通量均较低, 日通量倾向于受风速和温度调控。  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量变化趋势较为一致, 观测期内日间排放量高于夜间排放量出现的次数更多, 昼夜差异对降雨天气状况无明显响应, 风速是  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量昼夜变化的主导因素。暴雨过程中,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  和  $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  与水气温差存在显著正相关, 但水体垂向混合过程十分短暂。在平均雨强为  $3.8 \text{ mm/h}$  的暴雨第 I 阶段,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  对风速和降雨的响应明显, 而在雨强更大 ( $8.5 \text{ mm/h}$ ) 的第 II 阶段,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  与风速、降雨均未表现出相关性, 通量箱在强降雨条件下的适用性可能存在雨强阈值。

**关键词:** 甲烷; 二氧化碳; 排放通量; 昼夜变化; 暴雨; 官庄水库

## Impacts of summer rainfall events on the dynamics of greenhouse gas fluxes revealed by high-frequency observation from Guanzhuang Reservoir, Hubei Province\*

Chen Min<sup>1,2</sup>, Xu Haoting<sup>1</sup>, Zheng Xiangwang<sup>1</sup>, Yu Zhifeng<sup>1</sup> & Xiao Shangbin<sup>1,2\*\*</sup>

(1: College of Hydraulic and Environmental Engineering, China Three Gorges University, Yichang 443002, P.R.China)

(2: Engineering Research Center of Eco-environment in Three Gorges Reservoir Region, Yichang 443002, P.R.China)

**Abstract:** Lakes and reservoirs are recognized to significantly contribute to global emissions of greenhouse gases, but unrepresentative sampling periods and a lack of consideration of rainfall conditions have limited the accurate estimation of carbon emission. This study took the Guanzhuang Reservoir in Yichang, Hubei Province, as an example, selecting summertime which has more frequently intense precipitation. *In-situ* high-frequency observations of greenhouse gas fluxes at the air-water interface, dissolved gas concentrations and environmental variables at the surface and over the vertical profile were implemented for a week, to investigate the impacts of summer rainfall events on the dynamics of greenhouse gas fluxes. Results showed that  $\text{CH}_4$  flux ranged between  $0.007$  and  $0.077 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , and  $\text{CO}_2$  flux was from  $5.48$  to  $57.57 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$  at the air-water interface of the Guanzhuang Reservoir during the monitoring period, indicating a net source of carbon to the atmosphere during both day and night. Under light rain, moderate rain, and even storm conditions, daily average fluxes of both  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  appeared to be relatively low. Daily fluxes tended to be regulated by wind speed and temperature.  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  fluxes exhibited similar trends of variation, and daytime flux > nighttime flux was more often detected during the observation period. Difference between daytime and nighttime fluxes was not influenced by rainy weather conditions, but wind speed was the dominant factor affecting diurnal variations of  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  fluxes. During the storm event,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  and  $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  were significantly positively correlated with the temperature difference between water and air,

\* 2021-03-12 收稿; 2021-05-12 收修稿。

国家自然科学基金项目(41807513, 51979148)和湖北省自然科学基金创新群体项目(2019CFA032)联合资助。

\*\* 通信作者; E-mail: shangbinx@163.com.

but the convective mixing was in a very short time. At phase I of the storm with an average rainfall intensity of 3.8 mm/h,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  responded to wind speed and rainfall significantly. While during phase II of the storm with a higher rainfall intensity (8.5 mm/h),  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  was not correlated with wind speed and rainfall. It suggested that there might be a threshold value of rainfall intensity for the applicability of floating chambers under intense rainfall conditions.

**Keywords:** Methane; carbon dioxide; emission flux; diel variation; storm; Guanzhuang Reservoir

湖库淡水水域虽仅占全球陆地面积的 3.7%<sup>[1]</sup>,对温室气体排放的贡献却不容小觑<sup>[2]</sup>. 据估计,湖库水体  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  释放量分别高达 328.8 和 67  $\text{TgC/a}$ <sup>[3]</sup> (按  $\text{CH}_4$  增温潜势为  $\text{CO}_2$  的 28 倍<sup>[4]</sup> 折算,相当于 682.2  $\text{TgC/a}$  的碳排放),可抵消近 40% 的全球陆地生态系统年净吸收碳量<sup>[5]</sup>. 然而,全球湖库生态系统温室气体排放估计存在较大的不确定性. 以水库为例,Deemer 等<sup>[3]</sup> 新近估计的全球水库  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  年排放量分别为 135 和 18  $\text{Tg}$ ,与 St Louis 等<sup>[6]</sup> 早前的估计值 (1000  $\text{Tg/a}$   $\text{CO}_2$  和 70  $\text{Tg/a}$   $\text{CH}_4$ ) 差异巨大. 这种不确定性除了源于湖库生态系统之间和系统内部碳排放高度的空间异质性以外,另一重要原因是观测时间的代表性不足. 已有观测大多在良好天气状况下开展,降雨因素 (尤其是强降雨) 未得到充分考虑<sup>[7-8]</sup>,为全球或区域尺度湖库碳排放估计提供的“平均值”很可能并不准确.

室内模拟研究表明,雨滴对水面的击打能够扰动表层水体进而改变气体传输速率<sup>[9]</sup>,然而降雨因素在湖库水体碳通量原位观测研究中往往缺乏考虑. 有关降雨对温室气体通量的影响多归因于天气状况的差异,例如雨天太阳辐射较弱,呼吸作用占主导,导致水体  $\text{CO}_2$  浓度及通量的增加<sup>[10]</sup>,或是冷锋降雨伴随着降温过程,导致水体对流混合明显,气体释放量增大<sup>[7]</sup>. 强降雨过程的气体通量观测数据通常被直接剔除<sup>[11-12]</sup>,或只在逐日及以上时间尺度进行探讨,已有研究观察到强降雨之后  $\text{CO}_2$  和/或  $\text{CH}_4$  通量显著增加,认为夏季降雨对全年碳排放的影响不可忽视<sup>[13-14]</sup>. 尽管如此,缺乏针对降雨事件的高频连续观测,仍难以解释强降雨过程的直接影响. 除水—气界面  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  通量的连续性观测,针对水体表层及垂向上气体溶存浓度及环境因子的高频连续监测对于理解温室气体通量变化对降雨事件的响应亦是不可或缺,而全方位高密度观测在已有研究中十分鲜见. 此外,高频连续监测的缺乏也制约了对温室气体通量昼夜性规律的认识. 湖库水体  $\text{CO}_2$  通量通常呈现出白天低、夜晚高的特征<sup>[15]</sup>,而较高的日间  $\text{CH}_4$  排放量<sup>[11, 16]</sup>、更为显著的夜间释放<sup>[17-18]</sup> 或无明显昼夜性特征<sup>[19-20]</sup> 在已有文献中均有报道,目前有关温室气体通量昼夜模式 (尤其是  $\text{CH}_4$ <sup>[21]</sup>) 的研究并不充分,且对降雨天气状况的考虑不足.

鉴于此,本研究选取强降雨多发的夏季时段,以湖北宜昌境内官庄水库为例,通过对温室气体通量、水体表层和垂向剖面气体溶存浓度及环境因子的原位高频观测,探讨夏季降雨事件对水库温室气体通量变化的影响,以期丰富对亚热带湖库温室气体排放规律的认识,在全球变暖造成极端降雨事件频发的背景下,为湖库生态系统更准确的碳排放估计提供科学参考.

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

官庄水库位于湖北省宜昌市夷陵区官庄村境内,是长江北岸一级支流柏临河流域上一座中型水库,拦截柏临河支流官庄河,距宜昌市主城区 25 km. 官庄水库是一座以城市供水为主、灌溉为辅、兼顾防洪等综合利用的水利工程,主要担负着宜昌城区的居民生活供水任务,日供水规模 44 万 t. 该水库地处亚热带季风气候区,多年平均降雨量 1026 mm,降雨多集中在 6—9 月. 水库承雨面积 31  $\text{km}^2$ ,总库容 1560 万  $\text{m}^3$ ,水域面积 0.77  $\text{km}^2$ ,最大坝高 38.8 m,正常蓄水位 198.2 m,亦为水库开敞式溢流堰高程. 官庄水库正常情况下全年按不低于 194.0 m 水位控制运用,以满足各供水需求. 水库周边植被繁茂,分布有少量居民. 官庄水库作为饮用水水源地保护区,常年水质良好,未出现水体富营养化.

### 1.2 监测方案

本次监测为期 1 周 (2020 年 6 月 18—25 日),于坝前水域开展实施,监测点水深约 20 m,距离岸边 32 m,无大型水生植被分布,具体位置如图 1 所示. 监测项目包括水—气界面  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量、气体溶存浓度及环境因子.  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量采用不透明自动通量箱<sup>[10]</sup> 连接 DLT-100 温室气体分析仪 (Los Gatos Research, 美

国)测定,单次观测时间为 30 min(包括 25 min 的仪器测量时间和 5 min 自动推杆升起顶盖后箱内气体与环境空气的交换时间).箱体底部悬挂重物,以保证风雨中通量箱的稳定性.通量观测自 6 月 18 日 20:00—6 月 25 日 20:00(其中 6 月 22 日 20:00—6 月 23 日 20:00 除外)共持续 6 整天.采用自主研发的新型快速水—气平衡装置(FaRAGE)<sup>[22]</sup>连接 G2301 温室气体分析仪(Picarro,美国)测定水体溶存 CH<sub>4</sub>和 CO<sub>2</sub>浓度.表层(约 0.5 m 深度)气体浓度监测从 6 月 20 日 15:00 持续—6 月 22 日 20:00,完整覆盖了观测期内的降雨过程.另于 6 月 18 日 21:00、6 月 21 日 21:00 以及暴雨结束后的 24 h(6 月 22 日 21:00—6 月 23 日 21:00)通过水泵、卷扬机和时控开关实施从表层到水体底部的分层自动连续监测,每次垂向剖面监测历时 1 h.观测期内水温、DO、pH 等水体理化参数采用 HydrolabDS5 多参数水质仪(哈希,美国)测定,垂向分层测定与气体溶存浓度的监测同步.

降雨数据采用宜昌市水雨情系统官庄水库站的逐小时雨量资料.因仪器故障未能现场测定气温、相对湿度、风速等气象因子,故采用中国气象数据网宜昌市夷陵区气象站的逐小时气象资料,其中风速包括最大风速和极大风速.最大风速是指 1 h 内的 10 min 平均风速的最大值,极大风速为 1h 内的瞬时风速最大值.由于缺乏逐时平均风速数据,本研究分析时采用了最大风速和极大风速.

### 1.3 数据分析

通量箱观测时若无气泡释放,箱体內的 CH<sub>4</sub>或 CO<sub>2</sub>浓度会随时间发生线性改变.本次观测过程中,单位监测时段内温室气体浓度随时间均呈现良好线性,说明无明显的气泡排放. CH<sub>4</sub>和 CO<sub>2</sub>通量计算依据以下公式<sup>[23]</sup>:

$$F = \frac{K \cdot F_1 \cdot F_2 \cdot V}{A \cdot F_3} \quad (1)$$

式中, $F$ 为水—气界面 CH<sub>4</sub>或 CO<sub>2</sub>通量(mg/(m<sup>2</sup>·h)); $K$ 为通量箱内 CH<sub>4</sub>或 CO<sub>2</sub>浓度随时间变化的斜率(10<sup>-6</sup>/min); $F_1$ 为气体体积分数 10<sup>-6</sup>到 μg/m<sup>3</sup>单位的转换系数(CH<sub>4</sub>为 655.47,CO<sub>2</sub>为 1798.45); $F_2$ 为分钟与小时的转换系数(60); $V$ 为通量箱置于水面时其内部的空气体积(m<sup>3</sup>); $A$ 为通量箱的底面积(m<sup>2</sup>); $F_3$ 为 μg 与 mg 的转换系数(1000).

气体传输速率依据薄边界层公式反推:

$$F = k \cdot (c_w - c_{eq}) \quad (2)$$

式中, $k$ 为气体传输速率(cm/h); $c_w$ 为 CH<sub>4</sub>或 CO<sub>2</sub>在表层水体的溶解浓度(μmol/L); $c_{eq}$ 为表层水体与大气达到平衡时的 CH<sub>4</sub>或 CO<sub>2</sub>浓度,依据文献[18]中相同方法采用亨利定律计算.为便于气体间和不同水温条件下气体传输速率的比较,对  $k$  进行标准化<sup>[24-25]</sup>,得到 CH<sub>4</sub>- $k_{600}$ 和 CO<sub>2</sub>- $k_{600}$ .

采用 Pearson 相关分析探讨温室气体通量或  $k_{600}$  与环境因子的相关性,通过单因素方差分析检验日通量及昼夜通量是否存在显著差异,所有显著性水平  $P < 0.05$ .

本文采用中央气象局发布的《降水强度等级划分标准》,根据 24 h 降雨量( $R$ )划分不同等级降雨事件,即小雨( $0.1 \text{ mm} \leq R < 10 \text{ mm}$ )、中雨( $10 \text{ mm} \leq R < 25 \text{ mm}$ )、大雨( $25 \text{ mm} \leq R < 50 \text{ mm}$ )、暴雨及以上( $R \geq 50 \text{ mm}$ ).监测期内共发生 3 次降雨事件:6 月 19 日 20:00—6 月 20 日 20:00 为小雨(24 h 雨量 2.5 mm),6 月 20 日 20:00—6 月 21 日 20:00 为中雨(24 h 雨量 16 mm),6 月 21 日 20:00—6 月 22 日 20:00 为暴雨(24 h 雨量 75.5 mm).

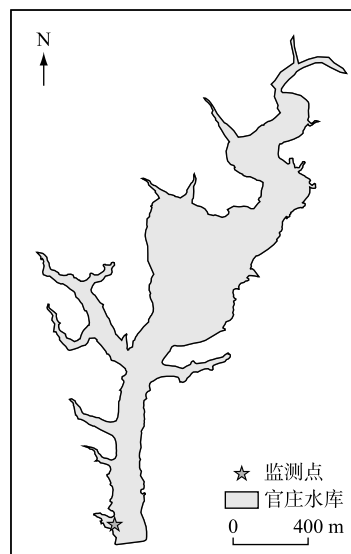


图 1 官庄水库及监测点位置

Fig.1 Location of the Guanzhuang Reservoir and the observation site

2 结果与分析

2.1 降雨事件前后温室气体通量变化特征

观测期间水—气界面  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量变化如图 2 所示.  $\text{CH}_4$  通量变化范围为  $0.007 \sim 0.077 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , 平均值为  $0.024 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ ,  $\text{CO}_2$  通量变化范围为  $5.48 \sim 57.57 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , 平均值为  $17.80 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , 表现为大气的碳源. 总体来看,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量随时间变化趋势较为一致, 具有显著的相关性(表 1). 由日通量分析(图 3)可以看出, 较高的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  排放量均出现在晴朗天气条件的 6 月 23—25 日,  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$  通量日均值最高达  $0.031$  和  $28.21 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ . 受较低温度和风速的影响, 同为晴天的 6 月 18—19 日  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量显著低于 6 月 23—25 日 ( $P < 0.001$ ). 降雨条件下的 6 月 19—22 日,  $\text{CH}_4$  通量日均值为  $0.021 \sim 0.024 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ ,  $\text{CO}_2$  通量日均值为  $12.99 \sim 14.03 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ , 明显低于雨后晴天的气体通量水平.  $\text{CO}_2$  日通量随降雨强度等级的升高而增大, 而  $\text{CH}_4$  日通量则表现出下降趋势, 于暴雨条件下达到最低通量水平.

依据夏季实际情况, 将 6:00—20:00 划分为白天, 20:00—次日 6:00 划分为夜晚. 从图 2 可以看出, 6 d 监测期内  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量均未呈现出一致的昼夜变化特征. 在晴朗天气下的 6 月 18—19 日、23—24 日、小雨天气的 6 月 19—20 日以及中雨条件下的 20—21 日, 白天  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  释放通量均高于夜晚, 但排放量峰值出现时间存在差异, 分别为 14:00、8:00、12:00 和 16:00 左右. 而同为晴天天气条件的 6 月 24—25 日, 夜晚的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量均显著高于白天 ( $P < 0.001$ ). 此外, 暴雨天气的 6 月 21—22 日  $\text{CH}_4$  夜间排放水平较白天更高 ( $P < 0.0001$ ),  $\text{CO}_2$  夜晚排放量均值略高于白天, 但无显著差异 ( $P > 0.05$ ).

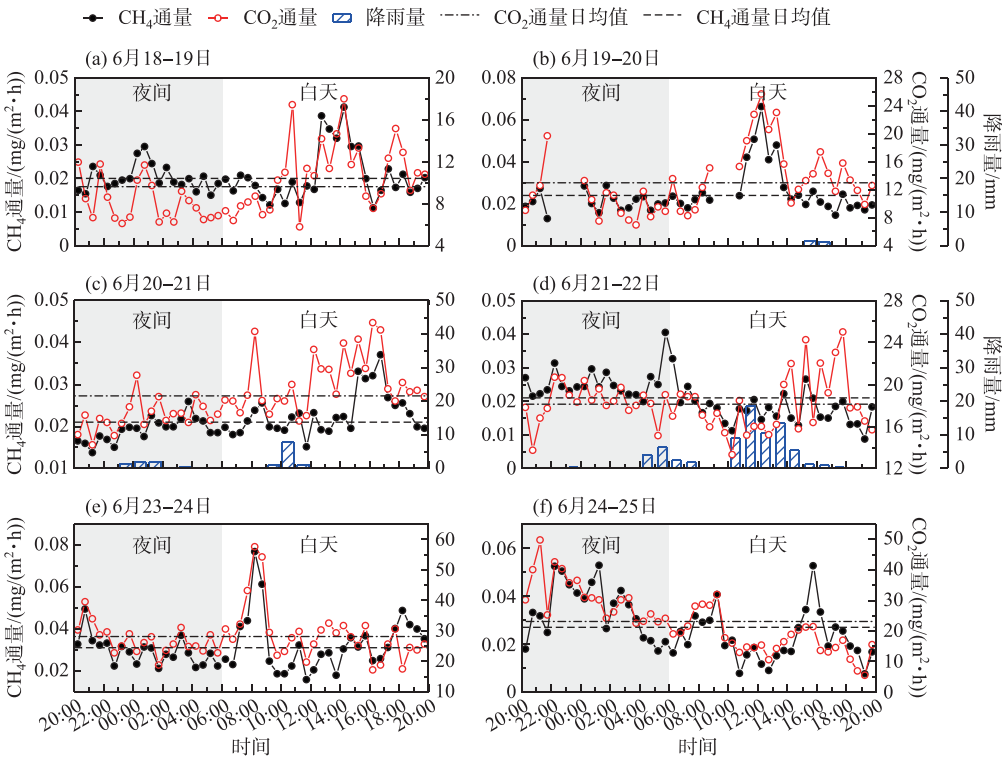


图 2 监测期  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量的昼夜变化

Fig.2 Diel variations of  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  fluxes during the observation period

气体通量与气象、水环境因子的相关分析结果表明(表 1),  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量均与气温、风速存在显著正相关, 与相对湿度、水体电导率存在显著负相关. 此外,  $\text{CO}_2$  通量还与气压、水体 pH 及 DO 表现出较好的相

关性.

表 1 温室气体通量与环境因子的皮尔逊相关系数  
Tab.1 Pearson correlation coefficients of greenhouse gas fluxes and environmental variables

	气温	气压	相对湿度	最大风速	极大风速
CH <sub>4</sub> 通量	0.223 **	-0.163	-0.208 *	0.287 **	0.304 **
CO <sub>2</sub> 通量	0.472 **	-0.500 **	-0.438 **	0.553 **	0.554 **
	水温	pH	电导率	DO	CH <sub>4</sub> 通量
CH <sub>4</sub> 通量	0.054	-0.164	-0.244 **	-0.064	1
CO <sub>2</sub> 通量	-0.050	-0.510 **	-0.594 **	-0.357 **	0.679(0.698) **

1) \* 为  $P<0.05$ , \*\* 为  $P<0.01$ ; 2) 水环境因子处理为 30 min 平均值与气体通量计算相关系数, 原 30 min 气体通量取小时平均值与逐时气象要素值计算相关系数, 括号中为 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 通量取小时平均后计算的相关系数.

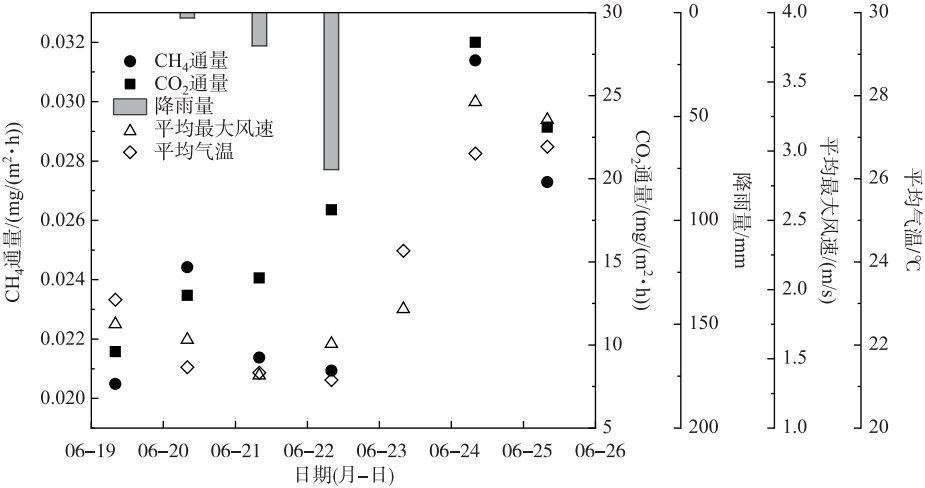


图 3 监测期 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 日通量及气象因子变化  
Fig.3 Daily variations of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> fluxes and meteorological variables during the observation period

2.2 降雨事件前后气体溶存浓度、传输速率及环境因子变化

本次监测完整捕捉了两场降雨事件(中雨和暴雨),事件前后表层水体 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 溶存浓度、水—气界面交换速率( $k_{600}$ )以及环境因子变化情况如图 4、5 所示.

中雨事件发生在 2020 年 6 月 20 日夜间—21 日午后,最大雨强出现在 21 日 10:00—11:00. 整个过程中,表层水体溶解 CH<sub>4</sub> 浓度呈现出上升趋势,最低为(0.110±0.001) μmol/L,最高为(0.151±0.004) μmol/L,变幅约 0.04 μmol/L. CO<sub>2</sub> 溶存浓度与 CH<sub>4</sub> 浓度显著相关( $P<0.01$ ),但未呈现出明显的上升趋势,维持在(22.21±0.43) μmol/L 的水平. CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 气体传输速率  $k_{600}$  均与气体释放通量变化高度一致(图 2c),CH<sub>4</sub>- $k_{600}$  变化范围为 0.61~1.19 cm/h,而 CO<sub>2</sub>- $k_{600}$  显著高于 CH<sub>4</sub>- $k_{600}$  且波动变化较大,介于 1.82~4.07 cm/h 之间. 表层水体水温、pH 和 DO 在该过程中表现出较明显的昼夜性特征,即在夜间不断下降、直至上午开始缓慢回升,受降雨的影响,水温回升略有滞后. 电导率无明显变化趋势,但在降雨发生时以及中雨事件结束后均出现较大幅度的波动. CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 的  $k_{600}$  峰值分别出现在凌晨 4:00 和上午 8:00 左右,气体传输速率变化对降雨过程无明显响应,与风速、水气温差之间也无显著相关性( $P>0.05$ ).

暴雨事件发生在 2020 年 6 月 22 日凌晨 4:00 至晚 18:00,总体可以划分为平均雨强=3.8 mm/h 的第 I 阶段(4:00—8:00)和雨强=8.5 mm/h 的第 II 阶段(10:00—17:00). 表层水体溶解 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 浓度在降雨过



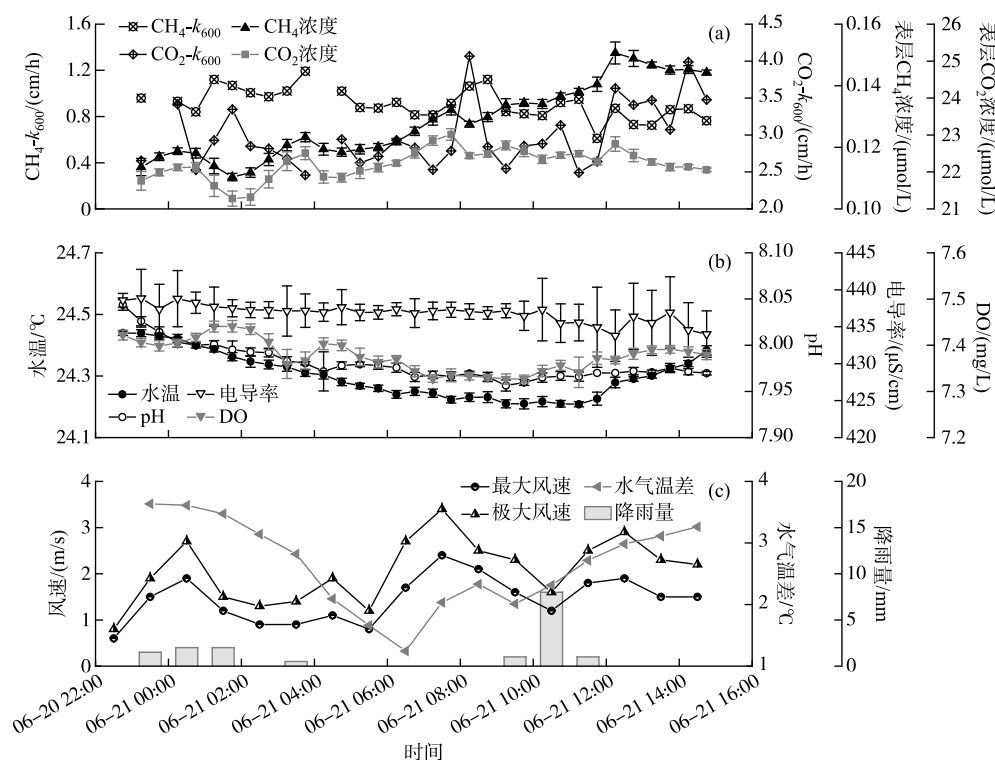


图4 中雨事件前后气体传输速率、溶存浓度及环境因子变化情况

Fig.4 Temporal dynamics of gas transfer velocities, dissolved concentrations and environmental variables from before to after the moderate rainfall event

程中均未发生显著改变,分别维持在约 0.1 和 27  $\mu\text{mol/L}$ ,但在降雨结束后迅速上升,分别达到  $(0.176 \pm 0.006)$  和  $(42.70 \pm 2.94) \mu\text{mol/L}$ .  $\text{CH}_4\text{-}k_{600}$  与甲烷通量高度相关,但  $\text{CO}_2\text{-}k_{600}$  与二氧化碳通量具有较差的一致性(图 2d).  $\text{CO}_2\text{-}k_{600}$  显著高于  $\text{CH}_4\text{-}k_{600}$ ,分别为  $(2.47 \pm 0.42)$  和  $(1.18 \pm 0.38) \text{ cm/h}$ .  $\text{CH}_4\text{-}k_{600}$  较为显著的波动变化出现在第 I 阶段, $k_{600}$  峰值  $(2.35 \text{ cm/h})$  对应于雨强最大的时段,而  $\text{CO}_2\text{-}k_{600}$  剧烈变化发生在第 II 阶段, $k_{600}$  峰值  $(3.41 \text{ cm/h})$  出现在雨强显著减小之后. 整个过程中,表层水体水温、pH、电导率和 DO 均呈现不同程度的下降趋势,前期下降相对平缓,后期阶段水温、电导率降幅增大,pH 和 DO 在临近降雨结束时发生骤降,其后小幅回升.  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  气体传输速率变化对整场暴雨过程的响应并不明显,但与水气温差存在显著正相关关系 ( $P < 0.001$ ),与风速间无明显相关性 ( $P > 0.05$ ).

### 2.3 降雨事件前后温室气体浓度及环境因子剖面分布

观测期内分别于 6 月 18 日、21 日晚 21:00 以及 6 月 22 日暴雨结束后的 24 h 内对水体溶存温室气体浓度及常规理化因子进行了分层连续监测,垂向剖面分布及变化情况如图 6 所示. 监测断面处水深接近 20 m, 6 月 18 日 21:00 的首次剖面观测未触及最底层,之后均实现了垂向上的完整监测.

总体来看,水环境因子呈现较为稳定的剖面分布特征. 水温分层显著,表底层温差可达  $14^\circ\text{C}$ ,暴雨后表层水温下降,但分层状态并未受到破坏. pH 和 DO 也随深度增加呈现出下降趋势,其中水面至 4 m 深度处降低最为明显,尤其是 pH,该水层 pH 变幅可达表底层 pH 差异的 1/2 以上. 电导率表现出表层低、底层高的分布特征,但峰值出现在约 12 m 深度处,其上层电导率随水深变化较大,下层变化不大、略低于峰值水平. 暴雨后表层水体 pH、DO 和电导率均不同程度下降,但各层相对稳定,变幅不大,仅电导率在水面以下 5~10 m 水层出现显著的波动变化(图 6c).

水体  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  溶存浓度呈现出不同的垂向分布特征.  $\text{CO}_2$  浓度随深度增加不断增大,其中 0~4 m 水层

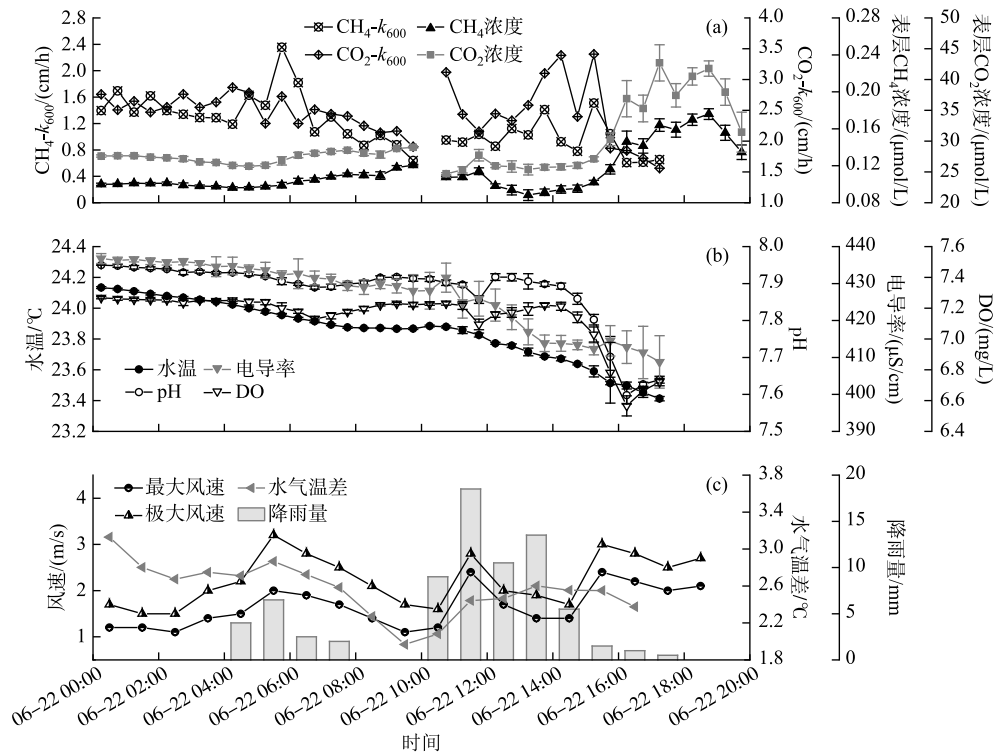


图 5 暴雨事件前后气体传输速率、溶存浓度及环境因子变化情况

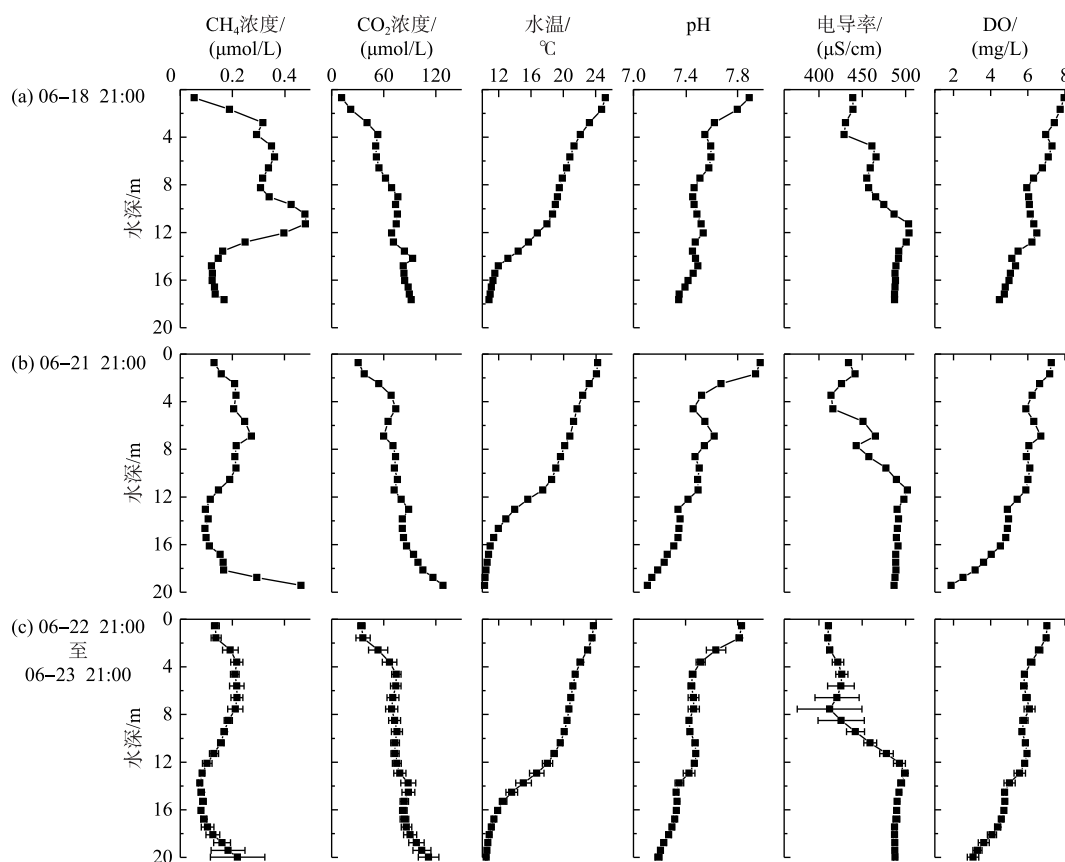
Fig.5 Temporal dynamics of gas transfer velocities, dissolved concentrations and environmental variables from before to after the storm event

增幅显著,与 pH 的减小相一致.暴雨后  $\text{CO}_2$  浓度剖面较为稳定,表层为  $(34.42 \pm 4.21) \mu\text{mol/L}$ ,底层为  $(111.77 \pm 11.91) \mu\text{mol/L}$ ,与 6 月 21 日的表、底层观测值  $(30.78$  和  $128.57 \mu\text{mol/L})$  相接近,远高于 6 月 18 日的表层值  $(11.55 \mu\text{mol/L})$ .与  $\text{CO}_2$  剖面不同,垂向  $\text{CH}_4$  浓度表现为“S”型分布特征,分别在有氧环境的次表层(或中间层)水体和缺氧环境的水体底部出现  $\text{CH}_4$  浓度高值.6 月 21 日观测的底部  $\text{CH}_4$  浓度高达  $0.464 \mu\text{mol/L}$ ,约为 7 m 水深处浓度的 2 倍.6 月 18 日观测的剖面甲烷峰值处于约 11 m 水深处,达  $0.482 \mu\text{mol/L}$ ,由于水体底层观测缺失,“S”型特征并不明显.暴雨后的  $\text{CH}_4$  浓度剖面与 21 日监测情况相似,有氧层高值出现在水面以下约 6.5 m,为  $(0.218 \pm 0.023) \mu\text{mol/L}$ ,底部浓度与次表层高值相当、但 24 h 内波动明显  $[(0.220 \pm 0.105) \mu\text{mol/L}]$ .

### 3 讨论

#### 3.1 温室气体通量昼夜性特征

本次持续 6 d 的通量观测结果表明,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量均表现为释放状态,但均未呈现出一致的昼夜变化特征(图 2). 总体而言,较高的日间排放通量出现的次数更多,尤其是  $\text{CO}_2$ ,这有异于对  $\text{CO}_2$  通量昼夜规律的普遍认知.受太阳辐射昼夜性特征的影响,  $\text{CO}_2$  通量通常表现出白天低、夜间高的特点,响应于光合作用和呼吸作用的交替性主导<sup>[15,26]</sup>.在晴朗少云天气条件下,浮游植物的光合作用较强,昼间对  $\text{CO}_2$  的强烈吸收导致较高的负值通量,使水体在日尺度上表现为  $\text{CO}_2$  的汇<sup>[10]</sup>.然而,本研究监测点距离岸边约 30 m,附近无大型水生植被分布,且作为饮用水水源地保护区,常年水质良好,水体浮游植物(藻类)的影响并不显著,导致水库水体未呈现“夜高昼低”的  $\text{CO}_2$  通量特征.事实上,亦有不少研究观测到更高的日间  $\text{CO}_2$  通量<sup>[11,19,27]</sup>.水—气界面排放通量由气体的产生、消耗和传输过程共同决定.除太阳辐射、生物因素等对水体  $\text{CO}_2$  产生与消耗

图6 监测断面水体  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$  浓度和水环境因子垂向分布Fig.6 Profile distributions of dissolved  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  concentrations and water environmental variables at the observation section

的影响,气体传输过程也受到气象因素、水动力条件等的制约<sup>[28]</sup>,进而改变  $\text{CO}_2$  通量. 本研究中, $\text{CO}_2$  通量与多数环境因子均存在相关性,但与风速的相关程度明显较高(表1),在一定程度上指示了风速对  $\text{CO}_2$  通量的控制性影响. Martinez-Cruz 等<sup>[19]</sup> 在富营养湖泊观测到  $\text{CO}_2$  排放峰值出现在 9:00—15:00,而该时段内湖上层水体  $\text{CO}_2$  浓度最低. 依据薄边界层原理,若湖面空气  $\text{CO}_2$  浓度变化忽略不计, $\text{CO}_2$  排放高值归因于更高的气体传输速率  $k$ . Erkkilä 等<sup>[11]</sup> 也观察到类似现象,认为白天较大的风速造成  $k$  升高是日间  $\text{CO}_2$  通量更高的主要原因.

相比于  $\text{CO}_2$ ,湖库水体  $\text{CH}_4$  通量昼夜模式受到更多的争议,对昼夜间  $\text{CH}_4$  排放的相对贡献尚不清晰<sup>[21]</sup>. 本研究观测期内有 4 d 具有更高的日间  $\text{CH}_4$  通量,但排放峰值出现时间各不相同,昼夜通量比为 1.04~1.30,而另 2 d 夜间  $\text{CH}_4$  释放占主导,昼夜通量比仅 0.65 和 0.70,同为晴天天气条件的 6 月 18—19 日和 24—25 日却表现出全然不同的  $\text{CH}_4$  通量昼夜性特征(图2). 从已报道的相关研究结果来看(表2), $\text{CH}_4$  通量昼夜性规律并不显著,但昼夜通量比普遍大于 1,即白天具有更高的释放通量,且排放峰值也多出现在日间. 然而,通量峰值出现时间、昼夜通量比与观测水域所处纬度位置、水深、观测季节及水体富营养化程度等并无明显关联.

湖库水体  $\text{CH}_4$  排放受多重环境因素影响<sup>[28]</sup>,较高的日间通量可能源自温度、气压、风速和辐射的昼夜性差异. 温度升高可以增加微生物的活性,但产甲烷菌对温度的响应比甲烷氧化菌更为敏感<sup>[37]</sup>,所以在适宜的温度范围内, $\text{CH}_4$  净生成量一般会随温度升高而增大<sup>[38]</sup>;同时水温升高会降低气体的溶解度,促进水体中



CH<sub>4</sub>向大气释放. 气温通常呈现出明显的昼夜变化,水温变化一般滞后于气温,但湖库水温日变化还受水域面积、水深、水动力条件及风速、光照等其他气象因素的调节<sup>[39-40]</sup>,不一定表现出明显的昼夜性特征,或水温昼夜间差异极小,不足以对 CH<sub>4</sub>通量变化产生影响<sup>[35]</sup>. 本研究中 CH<sub>4</sub>通量与气温呈显著正相关,但与水温并无相关性(表 1),表层水体水温的昼夜性差异很小(图 4b、5b),因而水温并不是造成日间较高 CH<sub>4</sub>通量的原因. 由气温升高或气象条件改变导致的气压下降也可能促成 CH<sub>4</sub>排放高值<sup>[36,41]</sup>,但本研究中 CH<sub>4</sub>通量与气压间也无显著相关性. 风速被广泛认为是日间 CH<sub>4</sub>释放量高于夜间通量的控制性因素,已有研究多观测到白天具有更大的风速,导致更高的气体交换速率<sup>[27, 30]</sup>,更大的风力还可能驱使岸边区域的高浓度 CH<sub>4</sub>向湖心区域横向输送,造成更高的水—气界面浓度梯度<sup>[11]</sup>. 此外,高风速对水体的扰动能够改变沉积物—水界面气压,增大浅水区 CH<sub>4</sub>气泡排放<sup>[29]</sup>. 与 CO<sub>2</sub>类似,本研究中 CH<sub>4</sub>通量与风速的相关性也最强,风速对温室气体排放昼夜变化的影响不可忽视. 太阳辐射的昼夜性差异最为明显,已有研究表明,白天较高的光辐射强度会抑制好氧甲烷氧化菌活性<sup>[42]</sup>,从而降低水体中 CH<sub>4</sub>的消耗,造成昼间释放量的增加<sup>[43]</sup>. 然而,光照的影响仅限于湖上层水体或浅水湖泊,官庄水库水体分层明显,湖上层溶氧量接近饱和乃至过饱和,而好氧甲烷氧化多发生在 DO 浓度较低且 CH<sub>4</sub>浓度更高的水体更深层<sup>[44-45]</sup>,光辐射对 CH<sub>4</sub>通量的影响可能十分有限. 此外,部分学者观测到的较高夜间 CH<sub>4</sub>通量多归因于夜晚表层水温下降导致的水体对流混合<sup>[12,18]</sup>,使底部累积的高浓度 CH<sub>4</sub>迅速向上迁移,还可能猝发沉积物—水界面的气泡排放<sup>[17]</sup>.

表 2 已报道的湖库、池塘 CH<sub>4</sub>通量昼夜模式对比

Tab.2 Comparisons of reported diurnal patterns of CH<sub>4</sub> flux from lentic systems

水体类型	纬度	水深	观测时间	观测方法	通量峰值出现时间	昼夜通量比	文献
热带湖泊	19°S	2 m	冬季	通量箱法	15:00	2	[29]
亚热带湖泊	28~29°N	8 m	夏、秋、冬季	通量箱法	12:00、6:00	—	[30]
亚热带富营养化池塘	30°N	1.2 m	夏、秋季	通量箱法	中午或夜晚	0.81	[18]
亚热带大型水库	30°N	—	四季	通量箱法	下午或夜晚,无明显昼夜特征	—	[31]
亚热带中型水库	30°N	20 m	夏季	通量箱法	白天或夜晚	0.65~1.30	本研究
亚热带水库支流库湾	31°N	19~48 m	春、夏、秋季	通量箱法	下午或早晨,无明显昼夜特征	—	[32]
亚热带水库支流库湾	31°N	—	秋季	通量箱法	凌晨 3:00	0.22	[33]
亚热带小型水库	32°N	—	春季	通量箱法	10:00—12:00	1.94	[34]
温带湖泊	46°N	—	夏季	通量箱法	—	1.69	[16]
冷温带中型水库	47°N	< 45 m	春、夏、秋季	涡度相关法	11:00—16:00	3.2	[27]
温带富营养化池塘	51°N	1.3 m	全年各月	通量箱法	无昼夜性规律	—	[20]
温带富营养湖泊	53°N	6 m	夏季	通量箱法	无昼夜性规律	—	[19]
温带贫—中营养湖泊	53°N	21 m	夏季	通量箱法	无昼夜性规律	—	[19]
温带富营养湖泊	53°N	0.2~1.2 m	全年	涡度相关法	夜晚(凌晨至清晨)	—	[12]
北方湖泊	58°N	1~5.1 m	夏、秋季	通量箱法	12:00—16:00	2.7	[35]
北方湖泊	58°N	0.9~6.3 m	秋季	通量箱法	11:00—16:00	2.9	[35]
北方湖泊	58°N	0.4~1.5 m	秋季	通量箱法	11:00—15:00	2.4	[35]
北方湖泊	60°N	1.3 m	春、秋季	涡度相关法	4:00—7:00	< 0.67	[17]
北方湖泊	61°N	6.3 m	秋季	通量箱法	—	2.2	[11]
北方湖泊	61°N	6.3 m	秋季	涡度相关法	日落前	1.2	[11]
北方湖泊	64°N	1~7.8 m	夏季	通量箱法	10:00—16:00	2.3	[35]
近北极泥炭地湖泊	68°N	0.7 m	夏季	涡度相关法	上午	—	[36]

对 CH<sub>4</sub>通量昼夜规律的探讨目前仍无定论,除环境因素的复杂影响,CH<sub>4</sub>排放途径也造成了较大限制. 在低纬度地区或中高纬度地区的夏季,浅水湖泊、池塘的 CH<sub>4</sub>气泡排放量往往占绝对主导<sup>[18,29,36]</sup>,而气泡排放具有难以预测性、零星分布和持续时间极短等特征<sup>[28]</sup>. 从已报道的夏季浅水水域 CH<sub>4</sub>通量特征来看,昼夜变化模式竟各不相同(表 2),这在某种意义上说明 CH<sub>4</sub>气泡排放可能并不存在普适性的昼夜规律,或现阶段气泡排放观测的局限性制约了对昼夜性特征的捕捉. 但总体而言,更为频繁观察到的较高日间 CH<sub>4</sub>通量说

明昼夜连续观测对于湖库  $\text{CH}_4$  排放估算十分必要, 因为普遍的昼间观测数据很可能造成排放值的高估。

### 3.2 降雨事件对甲烷与二氧化碳通量的影响

已有研究表明, 降雨能够通过扰动对表层水体的扰动增大气体的传输速率<sup>[9]</sup>。然而, 本研究结果并未反映出  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量对降雨的明确响应。从日尺度上看,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量高值出现在晴朗的 6 月 23—25 日, 小雨、中雨乃至暴雨天气条件下,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  日平均通量均较低,  $\text{CO}_2$  通量随降雨强度等级增大呈现上升趋势, 而  $\text{CH}_4$  通量在中雨、暴雨时表现出明显低值(图 3)。从中雨、暴雨过程来看,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  和  $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  对降雨过程的响应均不明显(图 4, 5)。有关降雨影响的野外观测研究表明, 降雨往往会导致  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量的显著升高。例如, Erkkila 等<sup>[11]</sup> 发现冷锋过境带来的单日 11 mm 降雨以及大风降温天气触发湖水混合,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量在雨后均显著增加, 于第 2 天达到峰值, 推测该现象源于底部高浓度  $\text{CH}_4$  的上涌、陆源水平输送的增加以及水体混合对藻类光合作用的制约。Ojala 等<sup>[14]</sup> 基于湖泊完整无冰期每周 1 次的通量观测结果表明,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量在强降雨后均显著增大, 其中  $\text{CH}_4$  的响应更为明显, 降雨导致的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量可达全年通量的近 50%。Bartosiewicz 等<sup>[13]</sup> 在温带浅水湖泊开展了为期 2 年约 2 周 1 次的观测研究, 结果表明,  $\text{CO}_2$  通量和  $\text{CH}_4$  气泡排在降雨偏多的年份明显更高, 而较高的  $\text{CH}_4$  扩散通量出现在降雨偏少的年份里。推测更频繁的降雨天气导致水体中呼吸作用主导, 且流域产汇流过程输出更多的有机质, 导致较高的  $\text{CO}_2$  通量, 而强降雨导致更高的  $\text{CH}_4$  气泡排放, 可能由于水温分层破坏引起的沉积物温度升高。总体而言, 这些研究虽在不同程度上反映出降雨对温室气体释放的促进作用, 但对降雨的分析仅限于日尺度、甚至年际差异, 不足以探讨降雨过程本身对水—气界面  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量的影响。若按日尺度分析, 本研究也观察到强降雨后的 2~3 d 内温室气体通量显著增加(图 3), 与前述已有研究结果<sup>[11, 14]</sup> 相符。然而,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量增加并非对强降雨过程的响应: 暴雨结束后的 24 h 内, 水温分层仍十分稳定, 无对流混合迹象; 水体底部  $\text{CH}_4$  浓度虽呈现出一定波动变化, 但未表现出明显高值, 表层  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  浓度与暴雨前差异不大且在 24 h 内无明显变化; 虽然湖中上层电导率波动反映出一定程度的陆源输入<sup>[46]</sup>, 但对水体  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  浓度的影响均不显著(图 5, 6)。事实上, 暴雨结束后气温明显升高, 风速也达到明显高值, 6 月 23—25 日较高的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  通量更可能来自风速和温度的控制性影响。

虽然已有不少室内模拟实验反映出雨强、雨滴大小等对气体传输速率的影响<sup>[9, 47]</sup>, 但基于野外原位观测探讨降雨过程对温室气体通量的影响仍十分鲜见。笔者曾在三峡水库香溪河库湾完整监测过一场持续时间较短的中雨过程, 结果表明  $\text{CH}_4$  通量及  $k_{600}$  受风速和降雨的共同影响, 但风速的驱动作用明显占主导<sup>[48]</sup>。然而本研究并未观察到类似现象, 无论中雨、暴雨过程,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  和  $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  均与风速无显著相关性, 且对降雨无明显响应。但值得一提的是, 暴雨事件中  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$ 、 $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  与水气温差存在显著正相关关系, 且水气温差始终为正值, 说明水体表层可能存在一定深度的对流混合且该过程对气体传输速率产生影响<sup>[18, 49]</sup>。然而, 从雨后稳定的水温分层来看, 即使存在对流混合, 其影响深度和持续时间可能均十分有限,  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  表层水体浓度在降雨结束时显著上升但又迅速回落(图 5), 由水体混合导致的气体垂向迁移可能十分短暂。

本研究采用的通量箱法被广泛应用于静水生态系统的温室气体通量观测, 在有风条件下, 箱体与表层水体的摩擦引起的扰动可能会导致观测结果偏高<sup>[50]</sup>。但该影响可能并不构成限制, 因为不少基于通量箱观测推导出的风速- $k_{600}$  函数关系与基于示踪梯度法的经典风速模型十分相近<sup>[48, 51]</sup>。然而, 降雨期间(尤其是强降雨)的通量箱观测数据往往直接被剔除<sup>[11]</sup>。通量箱观测的影响可能表现在两方面: 一是箱体本身对有限的观测界面构成遮挡, 箱内水—气界面的气体交换速率与雨滴击打无直接关联, 这可能造成通量值的低估; 二是雨滴通过对箱体外围水面的击打造成水体紊动, 从而间接影响箱体内的气体通量。以本次暴雨事件为例, 在平均雨强为 3.8 mm/h 的第 I 阶段,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  与降雨量间存在较为显著的正相关关系, 与风速也呈现出一定程度的正向关联, 而在平均雨强为 8.5 mm/h 的第 II 阶段,  $\text{CH}_4$ - $k_{600}$  与降雨、风速均未表现出相关性(图 5, 7)。基于此, 我们推测通量箱观测在降雨条件下可能存在一个雨强阈值, 小于该阈值时箱体的遮蔽作用不占主导, 箱体以下表层水体的紊动程度与雨滴对水面的击打强度存在较为明显的相关性, 而当雨强大于该阈值时, 箱体的遮挡效应显著增强, 该方法不再适用。然而,  $\text{CO}_2$ - $k_{600}$  并没有表现出类似特征, 暴雨不同阶段均未呈现出与降雨、风速的相关性, 原因尚不清晰, 有必要结合不同的通量观测方法(如涡度相关法、通量梯度法等)以及室内模拟实验进一步探讨降雨条件下通量箱法的适用性。

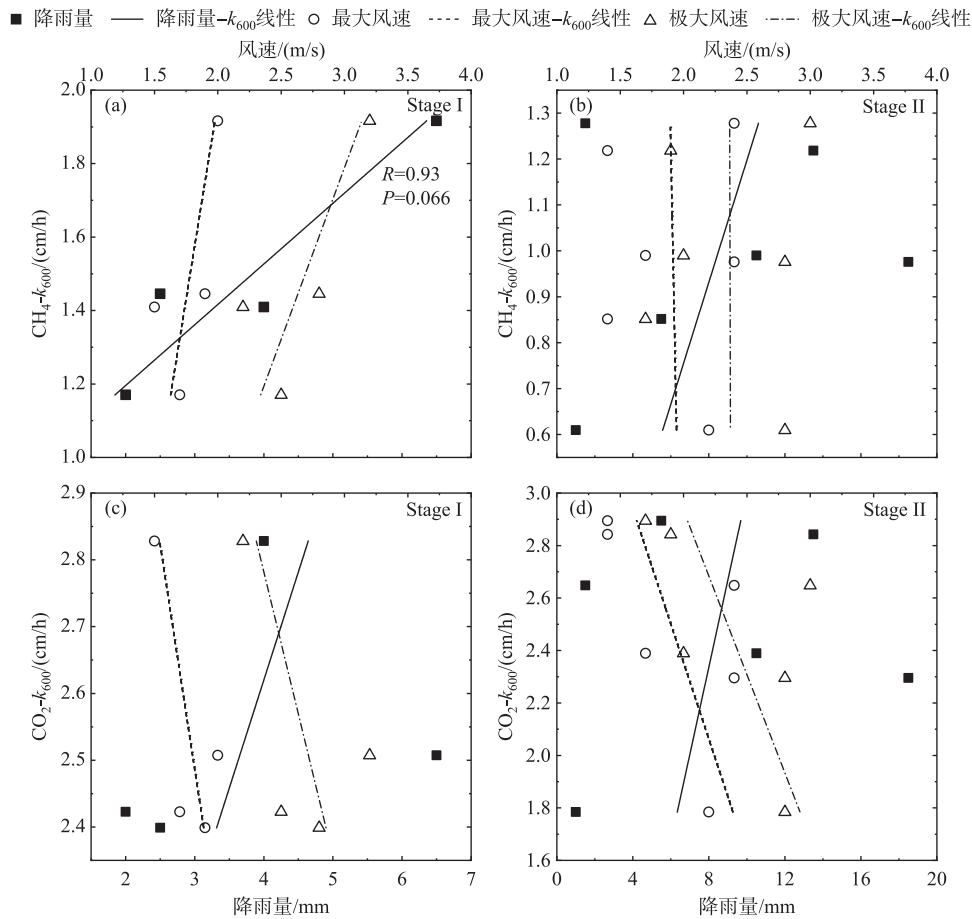


图 7 暴雨事件不同阶段 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 的  $k_{600}$  与风速、降雨量的关系

Fig.7 Relationships between  $k_{600}$  of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and wind speed, rainfall at the different stages of the storm event

#### 4 结论

- 1) 夏季观测期内官庄水库 CH<sub>4</sub> 通量变化范围为 0.007~0.077 mg/(m<sup>2</sup>·h), CO<sub>2</sub> 通量为 5.48~57.57 mg/(m<sup>2</sup>·h), 均表现为大气的碳源. 小雨、中雨乃至暴雨天气条件下, CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 日均通量均较低, 日通量倾向于受风速和温度调控.
- 2) CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 通量变化趋势较为一致, 具有显著的相关性. 监测期内 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 排放通量均未呈现出一致的昼夜变化特征, 但日间排放量>夜间排放量出现的次数更多, 昼夜差异受风速的主导明显, 对降雨天气状况无明显响应, 且太阳辐射、温度等均未呈现控制性影响.
- 3) 暴雨过程中, CH<sub>4</sub>- $k_{600}$  和 CO<sub>2</sub>- $k_{600}$  与风速均无显著相关性, 与水气温差存在显著正相关, 但由水体混合导致的气体垂向迁移十分短暂. CH<sub>4</sub>- $k_{600}$  对风速和降雨的响应表现出明显的阶段性差异, 通量箱在强降雨条件下是否适用可能存在雨强阈值.

#### 5 参考文献

[ 1 ] Verpoorter C, Kutser T, Seekell DA *et al.* A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 2014, **41** (18): 6396-6402. DOI: 10.1002/2014GL060641.

- [ 2 ] Tranvik LJ, Downing JA, Cotner JB *et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**(6part2): 2298-2314. DOI: 10.4319/lo.2009.54.6\_part\_2.2298.
- [ 3 ] Deemer BR, Harrison JA, Li SY *et al.* Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis. *BioScience*, 2016, **66**(11): 949-964. DOI: 10.1093/biosci/biw117.
- [ 4 ] IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 712-714.
- [ 5 ] Bastviken D, Tranvik LJ, Downing JA *et al.* Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink. *Science*, 2011, **331**(6013): 50. DOI: 10.1126/science.1196808.
- [ 6 ] St Louis VL, Kelly CA, Duchemin É *et al.* Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate. *BioScience*, 2000, **50**(9): 766-775. DOI: 10.1641/0006-3568(2000)050[0766: RSASOG]2.0.CO;2.
- [ 7 ] Liu HP, Zhang QY, Katul GG *et al.* Large CO<sub>2</sub> effluxes at night and during synoptic weather events significantly contribute to CO<sub>2</sub> emissions from a reservoir. *Environmental Research Letters*, 2016, **11**(6): 064001. DOI: 10.1088/1748-9326/11/6/064001.
- [ 8 ] Cheng BH, Hao QJ, Jiang CS. Research progress on the emission of greenhouse gases from reservoir and its influence factors. *Wetland Science*, 2012, **10**(1): 121-128. [程炳红, 郝庆菊, 江长胜. 水库温室气体排放及其影响因素研究进展. *湿地科学*, 2012, **10**(1): 121-128.]
- [ 9 ] Takagaki N, Komori S. Effects of rainfall on mass transfer across the air-water interface. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, **112**(C6): C06006. DOI: 10.1029/2006JC003752.
- [ 10 ] Wu XY, Xiao SB, Zhang WL *et al.* Carbon dioxide emission flux of water-air interface of lianxinhu in Yichang from October to November, 2016. *Wetland Science*, 2020, **18**(3): 368-373. [吴兴熠, 肖尚斌, 张文丽等. 2016年10~11月宜昌莲心湖水——气界面CO<sub>2</sub>排放通量. *湿地科学*, 2020, **18**(3): 368-373.]
- [ 11 ] Erkkilä KM, Ojala A, Bastviken D *et al.* Methane and carbon dioxide fluxes over a lake: Comparison between eddy covariance, floating Chambers and boundary layer method. *Biogeosciences*, 2018, **15**(2): 429-445. DOI: 10.5194/bg-15-429-2018.
- [ 12 ] Franz D, Koebsch F, Larmanou E *et al.* High net CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> release at a eutrophic shallow lake on a formerly drained Fen. *Biogeosciences*, 2016, **13**(10): 3051-3070. DOI: 10.5194/bg-13-3051-2016.
- [ 13 ] Bartosiewicz M, Laurion I, MacIntyre S. Greenhouse gas emission and storage in a small shallow lake. *Hydrobiologia*, 2015, **757**(1): 101-115. DOI: 10.1007/s10750-015-2240-2.
- [ 14 ] Ojala A, Bellido JL, Tulonen T *et al.* Carbon gas fluxes from a brown-water and a clear-water lake in the boreal zone during a summer with extreme rain events. *Limnology and Oceanography*, 2011, **56**(1): 61-76. DOI: 10.4319/lo.2011.56.1.0061.
- [ 15 ] Natchimuthu S, Panneer Selvam B, Bastviken D. Influence of weather variables on methane and carbon dioxide flux from a shallow pond. *Biogeochemistry*, 2014, **119**(1/2/3): 403-413. DOI: 10.1007/s10533-014-9976-z.
- [ 16 ] Bastviken D, Cole J, Pace M *et al.* Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004, **18**(4): GB4009. DOI: 10.1029/2004GB002238.
- [ 17 ] Podgrajsek E, Sahlée E, Rutgersson A. Diurnal cycle of lake methane flux. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, **119**(3): 236-248. DOI: 10.1002/2013JG002327.
- [ 18 ] Xiao SB, Yang H, Liu DF *et al.* Gas transfer velocities of methane and carbon dioxide in a subtropical shallow pond. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2014, **66**(1): 23795. DOI: 10.3402/tellusb.v66.23795.
- [ 19 ] Martinez-Cruz K, Sepulveda-Jauregui A, Greene S *et al.* Diel variation of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> dynamics in two contrasting temperate lakes. *Inland Waters*, 2020, **10**(3): 333-347. DOI: 10.1080/20442041.2020.1728178.
- [ 20 ] van Bergen TJHM, Barros N, Mendonça R *et al.* Seasonal and diel variation in greenhouse gas emissions from an urban pond and its major drivers. *Limnology and Oceanography*, 2019, **64**(5): 2129-2139. DOI: 10.1002/lno.11173.
- [ 21 ] Zhang P, Wang XF, Yuan XZ. General characteristics and research progress of methane emissions from freshwater ecosystems in China. *China Environmental Science*, 2020, **40**(8): 3567-3579. [张佩, 王晓锋, 袁兴中. 中国淡水生态系统甲烷排放基本特征及研究进展. *中国环境科学*, 2020, **40**(8): 3567-3579.]
- [ 22 ] Xiao S, Liu L, Wang W *et al.* A Fast-Response Automated Gas Equilibrator (FaRAGE) for continuous in situ measurement of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> dissolved in water. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2020, **24**(7): 3871-3880. DOI: 10.

- 5194/hess-24-3871-2020.
- [23] Lambert M, Fréchette JL. Analytical techniques for measuring fluxes of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> from hydroelectric reservoirs and natural water bodies//Tremblay A, Varfalvy L, Roehm C *et al* eds. Greenhouse gas emissions-fluxes and processes: hydroelectric reservoirs and natural environments. Berlin Heidelberg: Springer, 2005: 37-60.
- [24] J  hne B, Libner P, Fischer R *et al*. Investigating the transfer processes across the free aqueous viscous boundary layer by the controlled flux method. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 1989, **41**(2): 177-195. DOI: 10.3402/tellusb.v41i2.15068.
- [25] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, **97**(C5): 7373-7382. DOI: 10.1029/92jc00188.
- [26] Zhang C, Long L, Lv XB *et al*. Diel greenhouse emissions from an eutrophic pond in summer. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2016, **33**(8): 28-33. DOI: 10.11988/ckyyb.20150289. [张成, 龙丽, 吕新彪等. 某富营养化池塘夏季温室气体通量的昼夜变化. 长江科学院院报, 2016, **33**(8): 28-33.]
- [27] Sollberger S, Wehrli B, Schubert CJ *et al*. Minor methane emissions from an Alpine hydropower reservoir based on monitoring of diel and seasonal variability. *Environmental Science: Processes & Impacts*, 2017, **19**(10): 1278-1291. DOI: 10.1039/c7em00232g.
- [28] Yang P, Tong C. Emission paths and measurement methods for greenhouse gas fluxes from freshwater ecosystems: a review. *Acta Ecologica Sinica*, 2015, **35**(20): 6868-6880. DOI: 10.5846/stxb201406231298. [杨平, 全川. 淡水水生生态系统温室气体排放的主要途径及影响因素研究进展. 生态学报, 2015, **35**(20): 6868-6880.]
- [29] Bastviken D, Santoro AL, Marotta H *et al*. Methane emissions from pantanal, south America, during the low water season: Toward more comprehensive sampling. *Environmental Science & Technology*, 2010, **44**(14): 5450-5455. DOI: 10.1021/es1005048.
- [30] Liu LX, Xu M, Li RQ *et al*. Timescale dependence of environmental controls on methane efflux from Poyang Hu, China. *Biogeosciences*, 2017, **14**(8): 2019-2032. DOI: 10.5194/bg-14-2019-2017.
- [31] Xiao SB, Wang YC, Liu DF *et al*. Diel and seasonal variation of methane and carbon dioxide fluxes at Site Guojiaba, the Three Gorges Reservoir. *Journal of Environmental Sciences*, 2013, **25**(10): 2065-2071. DOI: 10.1016/S1001-0742(12)60269-1.
- [32] Xiao SB, Liu DF, Wang YC *et al*. Temporal variation of methane flux from Xiangxi Bay of the Three Gorges Reservoir. *Scientific Reports*, 2013, **3**: 2500. DOI: 10.1038/srep02500.
- [33] Wang GJ, Hu MM, Wang YC *et al*. Diurnal variation and influencing factors of carbon dioxide and methane emissions at water-air interface of Caotang River, Three Gorges Reservoir in the initial impoundment period. *J Lake Sci*, 2017, **29**(3): 696-704. DOI: 10.18307/2017.0319. [汪国骏, 胡明明, 王雨春等. 蓄水初期三峡水库草堂河水-气界面 CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 通量日变化特征及其影响因素. 湖泊科学, 2017, **29**(3): 696-704.]
- [34] Han Y, Zheng YF, Wu RJ *et al*. Greenhouse gases emission characteristics of Nanjing typical waters in Spring. *China Environmental Science*, 2013, **33**(8): 1360-1371. [韩洋, 郑有飞, 吴荣军等. 南京典型水体春季温室气体排放特征研究. 中国环境科学, 2013, **33**(8): 1360-1371.]
- [35] Sieczko AK, Duc NT, Schenk J *et al*. Diel variability of methane emissions from lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, **117**(35): 21488-21494. DOI: 10.1073/pnas.2006024117.
- [36] Jammet M, Dengel S, Kettner E *et al*. Year-round CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> flux dynamics in two contrasting freshwater ecosystems of the subarctic. *Biogeosciences*, 2017, **14**(22): 5189-5216. DOI: 10.5194/bg-14-5189-2017.
- [37] Topp E, Pattey E. Soils as sources and sinks for atmospheric methane. *Canadian Journal of Soil Science*, 1997, **77**(2): 167-177. DOI: 10.4141/s96-107.
- [38] Dunfield P, Knowles R, Dumont R *et al*. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry*, 1993, **25**(3): 321-326. DOI: 10.1016/0038-0717(93)90130-4.
- [39] Edinger JE, Duttweiler DW, Geyer JC. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research*, 1968, **4**(5): 1137-1143. DOI: 10.1029/WR004i005p01137.
- [40] Woolway RI, Jones ID, Maberly SC *et al*. Diel surface temperature range scales with lake size. *PLoS One*, 2016, **11**(3): e0152466. DOI: 10.1371/journal.pone.0152466.



- [41] Mattson MD, Likens GE. Air pressure and methane fluxes. *Nature*, 1990, **347** ( 6295 ): 718-719. DOI: 10.1038/347718b0.
- [42] Oswald K, Milucka J, Brand A *et al.* Light-dependent aerobic methane oxidation reduces methane emissions from seasonally stratified lakes. *PLoS One*, 2015, **10**(7): e0132574. DOI: 10.1371/journal.pone.0132574.
- [43] Thottathil SD, Reis PCJ, del Giorgio PA *et al.* The extent and regulation of summer methane oxidation in northern lakes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2018, **123**(10): 3216-3230. DOI: 10.1029/2018JG004464.
- [44] Guérin F, Abril G. Significance of pelagic aerobic methane oxidation in the methane and carbon budget of a tropical reservoir. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2007, **112**(G3): G03006. DOI: 10.1029/2006JG000393.
- [45] Lin JL, Joye SB, Scholten JCM *et al.* Analysis of methane monooxygenase genes in mono lake suggests that increased methane oxidation activity may correlate with a change in methanotroph community structure. *Applied and Environmental Microbiology*, 2005, **71**(10): 6458-6462. DOI: 10.1128/AEM.71.10.6458-6462.2005.
- [46] Nakamura R. Runoff analysis by electrical conductance of water. *Journal of Hydrology*, 1971, **14**(3/4): 197-212. DOI: 10.1016/0022-1694(71)90035-7.
- [47] Ho DT, Veron F, Harrison E *et al.* The combined effect of rain and wind on air-water gas exchange: A feasibility study. *Journal of Marine Systems*, 2007, **66**(1/2/3/4): 150-160. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2006.02.012.
- [48] Chen M, Xu HT, Wang XZ *et al.* Impact of rainfall-runoff events on methane emission from Xiangxi Bay of the Three Gorges Reservoir. *Environmental Science*, 2021, **42**(2): 732-739. DOI: 10.13227/j.hjxx.202007063. [陈敏, 许浩霆, 王雪竹, 等. 降雨径流事件对三峡水库香溪河库湾甲烷释放的影响. 环境科学, 2021, **42**(2): 732-739.]
- [49] Liss P, Balls P, Martinelli F *et al.* The effect of evaporation and condensation on gas transfer across an air-water-interface. *Oceanologica Acta*, 1981, **4**(2): 129-138.
- [50] Zhao Y, Zeng Y, Wu BF *et al.* Review of methods for measuring greenhouse gas flux from the air-water interface of reservoirs. *Advances in Water Science*, 2011, **22**(1): 135-146. [赵炎, 曾源, 吴炳方等. 水库水气界面温室气体通量监测方法综述. 水科学进展, 2011, **22**(1): 135-146.]
- [51] Guérin F, Abril G, Serça D *et al.* Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems*, 2007, **66**(1/2/3/4): 161-172. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2006.03.019.