

鄱阳湖流域卫星湖群丰水期与枯水期碳排放特征与驱动因素*

张丁月^{1,2,3}, 张恩楼^{2**}, 周永强², 孟先强², 邵晓华¹

(1:南京信息工程大学地理科学学院, 南京 210044)

(2:中国科学院南京地理与湖泊研究所 湖泊与流域水安全全国重点实验室, 南京 211135)

(3:中国科学院大学南京学院, 南京 211135)

摘要: 淡水湖泊是全球碳循环的热点区域, 也是地表碳排放的重要源区。本文以中国最大的吞吐型淡水湖——鄱阳湖流域内的卫星湖为研究对象, 通过结合腔衰荡光谱技术、稳定同位素和有机质光谱分析等手段, 系统探究了不同水文条件下鄱阳湖流域卫星湖群二氧化碳 (CO₂) 和甲烷 (CH₄) 排放的时空特征、产甲烷途径及其关键驱动因素。研究发现鄱阳湖流域卫星湖群的碳排放通量表现出由水文条件主导的显著时空异质性, CO₂ 排放通量在不同规模湖泊中呈现不同的季节模式: 大中型湖泊在丰水期因陆源输入和异养呼吸增强而排放更高, 均值为 $13.68 \pm 26.77 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 而小型湖泊 (<10 km²) 反而在枯水期表现出更强的排放, 均值为 $18.23 \pm 28.72 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。高碳排放区集中在受陆源输入影响强烈的入湖水域及浅水区, 丰水期 CO₂ 释放峰值可达 $127.80 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。同时, CH₄ 排放在所有湖泊中均表现为丰水期高于枯水期, 在中型湖泊中季节差异尤为显著 ($P < 0.01$), 均值从枯水期的 $0.07 \pm 0.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 增至丰水期的 $0.27 \pm 0.23 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 但局部区域枯水期的排放峰值可达 $2.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。稳定同位素证据揭示产甲烷途径发生了转变, 从丰水期到枯水期, α_c 的整体范围缩小且最大值从 1.07 降至 1.05, 表明产甲烷途径从丰水期的氢气还原与乙酸裂解共存, 转变为枯水期以乙酸裂解为主。进一步分析表明, CO₂ 的排放驱动力从丰水期的外源输入和呼吸作用, 转变为枯水期的内源光化学与生物降解; 而 CH₄ 的产生则从外源底物驱动的湖底产甲烷, 转变为内源物质在局部微环境的分解。这些发现表明流域过程显著影响吞吐型湖泊碳排放, 有助于深入理解湖泊碳循环动力学过程。

关键词: 鄱阳湖流域, 碳排放, 稳定同位素

Characteristics and Driving Factors of Carbon Emissions from the Satellite Lake Group in the Lake Poyang Basin During High-flow period and Low-flow period

Zhang Dingyue^{1,2,3}, Zhang Enlou^{2**}, Zhou Yongqiang², Meng Xianqiang² & Shao Xiaohua¹

(1: Nanjing University of Information Science and Technology, School of Geographical Sciences, Nanjing 210044, P.R.China)

(2: State Key Laboratory of Lake and Watershed Science for Water Security, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 211135, P.R.China)

(3: University of Chinese Academy of Sciences, Nanjing 211135, P.R.China)

Abstract: Freshwater lakes are hotspots in the global carbon cycle and important sources of surface carbon emissions. This study focuses on the satellite lakes within the Lake Poyang Basin, the largest throughflow freshwater lake in China. By integrating cavity ring-down spectroscopy, stable isotope analysis, and organic matter spectroscopic analysis, we systematically investigated the

* 2025-07-30 收稿; 2026-01-13 收修改稿。

江西省“双千计划”创新领军人才长期项目 (1108001111)、国家自然科学基金项目 (42322104, 42471123)、江苏省自然科学基金 (BK20220162) 和中国科学院青年创新促进会 (2021312) 联合资助。

** 通讯作者; E-mail: elzhang@niglas.ac.cn

spatiotemporal characteristics, methane (CH₄) production pathways, and key driving factors of carbon dioxide (CO₂) and CH₄ emissions under different hydrological conditions. The results show that carbon emission fluxes from the satellite lakes in the Lake Poyang Basin exhibit significant spatiotemporal heterogeneity, which is primarily driven by hydrological conditions. The seasonal patterns of CO₂ emission fluxes varied among lakes of different scales. Large and medium-sized lakes exhibited higher emissions during the wet season due to enhanced terrestrial inputs and heterotrophic respiration, with a mean of 13.68 ± 26.77 mmol m⁻²/d. In contrast, small lakes (<10 km²) displayed higher emissions during the dry season, with an average flux of 18.23 ± 28.72 mmol m⁻²/d. Hotspots of CO₂ emission were consistently concentrated in river inlets and shallow zones, which are strongly influenced by terrestrial inputs, with peak fluxes reaching up to 127.80 mmol m⁻²/d during the wet season. Meanwhile, CH₄ emissions were consistently higher during the wet season than in the dry season across all lakes. This seasonal difference was particularly pronounced in medium-sized lakes, where the average flux increased from 0.07 ± 0.12 mmol m⁻²/d in the dry season to 0.27 ± 0.23 mmol m⁻²/d in the wet season; however, localized peak emissions in the dry season could reach as high as 2.6 mmol m⁻²/d. Stable isotope analysis revealed a shift in methanogenic pathways from the coexistence of hydrogenotrophic and acetoclastic methanogenesis during the wet season to a predominance of acetoclastic methanogenesis during the dry season. Further analysis indicated that the primary drivers of CO₂ emissions shifted from allochthonous inputs and respiration in the wet season to autochthonous photochemical and biological degradation in the dry season. Similarly, CH₄ production transitioned from benthic methanogenesis fueled by allochthonous substrates to the decomposition of autochthonous matter in local microenvironments. These findings illustrate that catchment processes significantly affect carbon emissions from throughflow lakes, which contributes to a deeper understanding of the dynamics of lake carbon cycling.

Keywords: Lake Poyang Basin, carbon emissions, stable isotopes

近百年以来, 大气温室气体浓度急剧上升, 导致了全球气候变暖, 引发了极端天气事件、海平面上升等一系列环境问题^[1], IPCC 报告表明大气中温室气体的浓度处于近百万年来前所未有的水平^[2]。自 1750 年以来, 全球二氧化碳 (CO₂) 和甲烷 (CH₄) 的平均浓度分别增加了约 40%和 150%^[2], CO₂ 作为大气中最重要的温室气体之一, 其对增强地表温室效应的贡献达 70%^[3], 是长期气候变化的最大贡献者。尽管大气中 CH₄ 浓度远小于 CO₂, 但相较于 CO₂ 具备更强的温室效应, 在年代际至百年尺度上的全球增温潜势是 CO₂ 的 28~34 倍^[4]。因此, CO₂ 和 CH₄ 的源汇动态及其影响因素是全球气候变化研究的核心议题之一。在全球碳循环中, 湖泊等内陆水体是碳交换的热点区域, 全球湖泊和坑塘等内陆水体面积约占地球陆地表面的 3%左右^[5], 但每年承接、输移、排放的碳通量高达 5.1 PgC^[6]。全球内陆水体的 CO₂ 年排放总量约为 2.1 PgC^[7], 而 CH₄ 排放通量可达 538~884 Tg/a, 约为每年全球 CH₄ 排放通量的 40%^[8]。作为陆地—大气界面碳输移的热点区域, 湖泊不仅通过生物、化学和物理过程释放 CO₂ 和 CH₄^[9], 是地表碳排放重要的源, 也会通过有机碳的沉积埋藏等过程发挥碳汇功能^[10]。因此, 湖泊的碳通量特征及其驱动因素研究, 不仅有助于揭示区域碳循环的动态机制, 也为完善全球碳通量模型提供了重要支撑。

湖泊 CO₂ 和 CH₄ 排放具有显著的时空异质性, 越来越多的研究表明湖泊的碳排放受到流域单次洪水携带的大量有机质输入的显著影响^[11]。研究发现在美国东部的森林中, 降雨事件迁移的溶解性有机碳 (DOC)占年输出量的 86%, 其中暴雨期仅占全年时间的 4.8%, 这段时间却贡献了年 DOC 产量的 57%^[12]; 对中国大型水库千岛湖的研究发现千岛湖年平均甲烷通量为 0.26 g C m⁻²/a, 夏季排放最强, 上游入湖区域因陆地有机质输入, 降解消耗溶解氧, 其产物通过乙酸产甲烷途径显著促进甲烷生成, 表明陆地有机质输入与降解是调控千岛湖甲烷排放的关键机制^[13]; 洪泽湖 CO₂ 排放通量丰水期 > 枯水期 > 平水期, 呈现碳源到弱碳汇转变, 其中淮河来水量是 CO₂ 排放通量的主导因子, 丰水期外源碳输入及富营养化促进排放, 平枯水期以内源降解为主^[14]。然而, 这些湖泊的丰水期和枯水期的水量变化仍然有限, 导致单次洪水携带的有机质有限, 限制了我们暴雨期间流域有机质脉冲式输入对湖泊碳排放机制和通量的理解。

作为中国最大的淡水湖泊, 鄱阳湖承接赣江、抚河、信江、饶河、修水五水, 经湖泊调蓄后由湖口泻入长江, 形成巨大的吞吐型水文系统, 其丰水期和枯水期的水位差异达 10m 以上^[12], 是研究流域有机质脉冲式输入对湖泊碳排放影响的理想区域。这种显著的水文动态不仅直接影响湖泊的水动力过程, 还调控了湖泊与大气之间的气体交换, 进而对 CO₂ 和 CH₄ 的通量产生复杂影响^[16]。与此同时, 近年来人类活动对鄱阳湖水文条件的干扰日益加剧, 包括水利工程建设、围湖造田和农业面源污染^[17]等, 这些因素进一步影响鄱阳湖的碳通量。近期对鄱阳湖湿地碳排放研究表明 2000-2020 年鄱阳湖地区典型湿地碳储量先增后减, 空间分布差异显著^{错误!未找到引用源。}, 不同生境 CO₂ 年通量有差异, 水位变化显著影响其碳源汇特征^[18]。已有研究多集中于长江中下游湖群, 对鄱阳湖碳通量的研究集中于整体湖区和周边湿地的通量估算, 李艳红等利用碳同位素技术探讨了鄱阳湖主湖区整体为碳源, 不同水文期 DIC 通量差异显著, 丰水期通量是枯水期的 60.6 倍, 且水气交换和河流输入是主要来源^[20]; 而且, 鄱阳湖湿地土壤有机碳空间

分布呈现主湖区中部偏北及南部湖湾较高、北部入江通道最低的特征，且河口冲积洲滩和碟形湖的有机碳含量显著高于河道，不同因素对有机碳的影响存在区域差异^[21]。

这些研究为理解鄱阳湖大尺度碳收支提供了关键依据，但大多忽视了鄱阳湖流域内众多中小型卫星湖群在区域碳循环中的作用。中小型湖泊尽管面积较小，但由于周长与表面积比很高，水域较浅，接收的陆地碳负荷更高，沉积物底质有较高的有机质含量，且与大湖相比，往往是 CO₂ 和 CH₄ 的强排放源，其单位面积碳排放量可能远高于大湖^[22]。而鄱阳湖流域周边存在着众多的中小型湖泊，以往对鄱阳湖流域周边中小型湖泊的相关工作较少。此外，以往对鄱阳湖的研究更多关注碳通量的量化与时空分布，而对其内在驱动机制的研究略显不足，特别是对于 CO₂ 和 CH₄ 的生物地球化学来源与产生路径缺乏深入探讨。研究表明暴雨径流能携带大量陆源有机质，其中土壤淋溶有机质中通常芳香族占比较高、对应光化学活性较强，能快速被微生物降解利用^[23]。通过有机质的快速输入和降解，会显著增加湖泊的 CO₂ 和 CH₄ 排放^[24]。由于鄱阳湖流域地处亚热带季风区，夏季流域降水径流携带大量陆源有机质进入湖泊，陆源有机质的输入和降解会引发水环境、乙酸等有机酸、溶解性无机碳（DIC）、产甲烷菌和甲烷氧化菌群落发生变化，并影响 CO₂、CH₄ 排放通量及同位素组成的变化。

本文主要聚焦在鄱阳湖流域周边的 30 余个中小型湖泊，研究鄱阳湖流域卫星湖群的碳通量以及季节变化特征，本文提出的科学假设为丰水期大量有机质输入和快速矿化为碳排放提供重要底物，同时有机质降解会改变 CO₂ 和 CH₄ 的排放；枯水期湖泊的碳排放过程可能更多地由内源产生（如藻类、水生植物凋亡）的有机质所主导。尝试从现象描述深入到机理揭示，不仅关注碳排放通量，且结合腔衰荡技术、有机质光谱和稳定同位素等手段，试图揭示丰水期有机质输入对鄱阳湖卫星湖群碳排放的影响。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

鄱阳湖流域地处长江中下游南岸，是长江流域的重要组成部分，总面积达 $16.22 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，属亚热带湿润季风气候区，降水充沛，年平均降水量在 1400 ~ 1800 mm 之间，降水季节分配不均，主要集中在 4 ~ 6 月^[25]。鄱阳湖作为流域内的核心水体，是中国最大的淡水湖，也是吞吐型、季节性湖泊。其水位年内波动显著，4~9 月丰水期水域面积可达 4000 平方千米以上，10 月至次年 3 月枯水期缩至数百平方千米，水位年变幅超 10 米，形成“洪水一片、枯水一线”的独特景观^[26]。鄱阳湖湖体通常以吴城和都昌之间的松门山为界限，分为南北两部分。北部称为北湖区，主体部分为一通江水道，湖面狭窄，湖水较深，长约 40 km，宽 3 至 5 km。南部为南湖区，湖面宽阔，湖水深度较浅，是湖区主体，长约 133 km，最宽处约 74 km。湖区生态系统多样，湿地、水域、洲滩等生境孕育了丰富的生物资源，是东亚-澳大利西亚候鸟迁徙路线的重要停歇地，具有独特的自然地理条件与水文动态^[27]。

1.2 样品采集与测定

根据江西省生态气象中心数据，2024 年 7 月上旬鄱阳湖面积达到 4000 km² 以上，12 月湖泊水域面积则萎缩至约 700 km²，这两个时期的水文状况与鄱阳湖多年平均的丰、枯水期情势高度吻合^[28]，表明 2024 年的水文情景可代表鄱阳湖流域的平均状态。因此，本研究选择 2024 年 7 月和 12 月于鄱阳湖流域开展样品采集与分析工作，研究鄱阳湖流域水文变化对湖泊碳排放的影响。采用 Yellow Springs Instruments EXO2 多参数水质分析仪野外原位测定水温（T）、溶氧（DO）、pH 等主要水体理化参数；风速采用便携式风速仪原位测定，流速采用便携式流速仪测量。共采集水样 143 个，其中 7 月采集鄱阳湖流域湖泊水样 85 个，12 月采集 58 个；表层水体溶存气体采样与水样采集同步进行，采样点位、数量及时间完全对应，每湖设置 3 个采样点；使用采水器采集表层（0~0.5 m）水样，采集后立即置于放有冰块的保温箱中避光保存，当日带回实验室过滤预处理。水样经 0.7 μm 孔径的 Whatman GF/F 玻璃纤维滤膜过滤后，通过 Aurora 1030W TOC 总有机碳分析仪测定溶解性有机碳（DOC）浓度；总氮（TN）和总磷（TP）浓度采用分光光度计测定^[29]。用 0.22 μm Millipore 滤膜对水样进行过滤，测定相关水化学指标和溶解性有机质（DOM）光学指标，吸收光谱在紫外-可见分光光度计（Shimadzu UV-2550，日本）上测定，使用 5 cm 比色皿，以 1 nm 间隔测定 200~800 nm 波长吸光度，以当日 Milli-Q 超纯水为空白对照，用 DOM 在

254 nm 处的吸收系数 a_{254} 表征其相对丰度, 计算 SUVA₂₅₄ 及光谱斜率 $S_{275-295}$, $S_{275-295}$ 表征 DOM 的光谱斜率, 其值越低表示陆源腐殖酸信号越强^[30], SUVA₂₅₄ 表示 254 nm 处的比紫外吸收, 其值越高表明 DOM 芳香性水平越高^[31]。

三维荧光光谱 (EEMs) 的测定采用日立 F-7000 荧光光谱仪 (Hitachi High-Technologies, Tokyo, Japan), 测量在室温 (20 ± 2°C) 条件下进行, 仪器配备的氙灯电压设置为 700 V。仪器的扫描参数设置为: 激发波长范围 230-450 nm (间隔 5 nm), 发射波长范围 300-600 nm (间隔 1 nm), 且激发与发射的狭缝宽度均设为 5 nm。EEMs 首先扣除超纯水空白并进行拉曼校准^[32]。同时, 依据样品在相应激发和发射波长下的吸光度, 对内滤效应进行校正^{[33]、[34]}。最终, 所有 EEMs 的荧光强度均通过超纯水光谱标定为拉曼单位 (R.U.)。腐殖化指数 (HIX) 是在激发波长为 255 nm 时, 300~345 nm 和 435~480 nm 之间的平均荧光发射强度之比, 较高的 HIX 表示 DOM 的腐殖化程度较高^[35]。陆源主峰 C (Terrestrial Peak C) 是激发波长 320-360 nm 和发射波长 420-460 nm 范围内的荧光强度峰值, 主要指示芳香性程度高、分子量较大的陆源腐殖质类溶解性有机物, 可直接反映水体受陆地径流输入影响的程度^[36]。

表层水体溶存 CO₂、CH₄ 浓度采用顶空平衡法测定^[37]: 用带三通旋塞阀的 550 mL 聚丙烯注射器从水面下 0.1 m 处抽取 400 mL 水样, 加入 100 mL 2 m 处背景空气形成顶空, 剧烈摇晃 2 min 后静置 1 min, 将顶空气体注入 0.3 L 铝箔气袋, 同时采集各采样点 2 m 处空气作为背景值用于后续计算。溶解性无机碳 (DIC) 的采集方法为用带三通旋塞阀的 550 mL 聚丙烯注射器从水面下 0.1 m 处抽取 50 mL 水样, 加入 5 mL 的 30% 磷酸, 再加入 100 mL 的 2 m 处背景空气形成顶空, 剧烈摇晃 2 min 后静置 1 min, 将顶空气体注入 0.3 L 铝箔气袋, 将气袋带回实验室用 Picarro G2201-i 同位素分析仪分析。

1.3 表层水体 CO₂、CH₄ 浓度和通量计算

通过气体溶解平衡及亨利定律计算水体溶存 CO₂ 和 CH₄ 浓度, 以 CO₂ 气体为例, 计算公式为:

$$C_w = C_g \cdot \frac{V_g}{V_l} + C_l \quad (1)$$

$$C_l = f_g \times a \quad (2)$$

$$\ln a = A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T} \right) + A_3 \ln \left(\frac{T}{100} \right) + A_4 \left(\frac{T}{100} \right) + S \left[B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100} \right) + B_3 \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right] \quad (3)$$

式中: C_w 为水样中溶存气体浓度 (μmol/L); C_g 为平衡后的气体浓度 (μmol/L); V_g 和 V_l 为顶空平衡中气相和液相的体积; C_l 为顶空平衡后剩余液相中 CO₂ 的溶解浓度 (μmol/L); f_g 为气体的摩尔分数 (μmol/mol); a 为布什系数; S 为盐度 (‰); A_1 、 A_2 、 A_3 、 A_4 、 B_1 、 B_2 、 B_3 为常数^{[38]、[39]}。

根据水—气界面气体扩散模型计算 CO₂ 和 CH₄ 扩散通量^[40]:

$$F = k_w \times (C_w - C_{eq}) \quad (4)$$

$$\frac{k_w}{k_{600}} = \left(\frac{S_c}{600} \right)^{-n} \quad (5)$$

$$k_{600} = 2.07 + 0.215 U_{10}^{1.7} \quad (6)$$

$$S_c = 1911.1 - 118.11 T + 3.4527 T^2 - 0.04132 T^3 \quad (7)$$

式中: F 为水-气界面交换通量; C_w 是表层水体 CO₂ 浓度, C_{eq} 为原位条件下水-气界面平衡时大气 CO₂ 浓度 (μmol L⁻¹); k_w 是水-气界面气体交换系数, k_{600} 是当施密特数为 600 时对应的 k 值, U_{10} 是 10 m 高度处的风速, n 由 U_{10} 决定, $U_{10} < 3$ m s⁻¹ 时, $n = 2/3$; $U_{10} > 3$ m s⁻¹ 时, $n = 1/2$; S_c 是施密特常数, T 为表层水体温度 (°C)。

1.4 数据分析方法

采用 Excel 2019 与 Origin 2021 完成基础数据的汇总整理、数据清洗及相关性检验等分析工作; 使用 ArcGIS 10.8 完成研究区域的空间数据处理与空间分布图绘制; 利用 SPSS 开展统计分析, 包括平均值、方差计算、方差分析和皮尔逊相关系数检验; 采用独立样本 t 检验对同一规模不同季节以及不同规模组间的数据差异进行显著性水平分析。

2 结果与讨论

2.1 水体 CO₂ 和 CH₄ 排放通量的时空变化特征

2024 年 7 月和 12 月鄱阳湖湖泊水位波动较大，湖泊面积差异显著，CO₂ 和 CH₄ 排放通量也存在明显时空分异。在丰水期，CO₂ 通量 (FCO_2) 表现出显著的空间异质性，数值范围从吸收 (-7.4~-6.4 mmol/(m² d)) 到强烈释放 (高达 53.8 至 127.8 mmol/(m² d))。吸收主要发生在湖泊北部开阔水域的部分点位，而高释放区则主要分布在湖泊的边缘地带、支流汇入区以及水深较浅的南部和西南部水域 (图 1a)。进入枯水期，湖泊面积大幅萎缩， FCO_2 的数值范围变为 -5.5 至 59.5 mmol/(m² d) (图 1d)。与丰水期相比，枯水期 FCO_2 的最大释放有所下降，但仍以释放为主。吸收现象依然存在，主要分布在残存的较小水体中。总体而言，丰水期由于水体淹没范围广，尤其湖泊的边缘地带、支流汇入区以及水深较浅的南部和西南部水域，来自陆源的有机物和营养盐输入较高^[41]，有机物分解和呼吸作用强烈，导致 CO₂ 释放较高；枯水期水位下降，部分滩地出露，水体范围缩小，虽然最大释放通量降低，但整体仍表现为碳源。这与鄱阳湖 2003–2022 年的长期观测结论一致，此研究结果表明鄱阳湖丰水期永久开阔水域因水深与分解速率优势可形成弱碳汇，边缘带与支流区则因陆源输入驱动成为碳源；而针对枯水期，鄱阳湖枯水期退水带植被生长虽增强碳吸收，但湖泊整体因土壤呼吸与水体有机质分解作用仍为碳源^[42]。

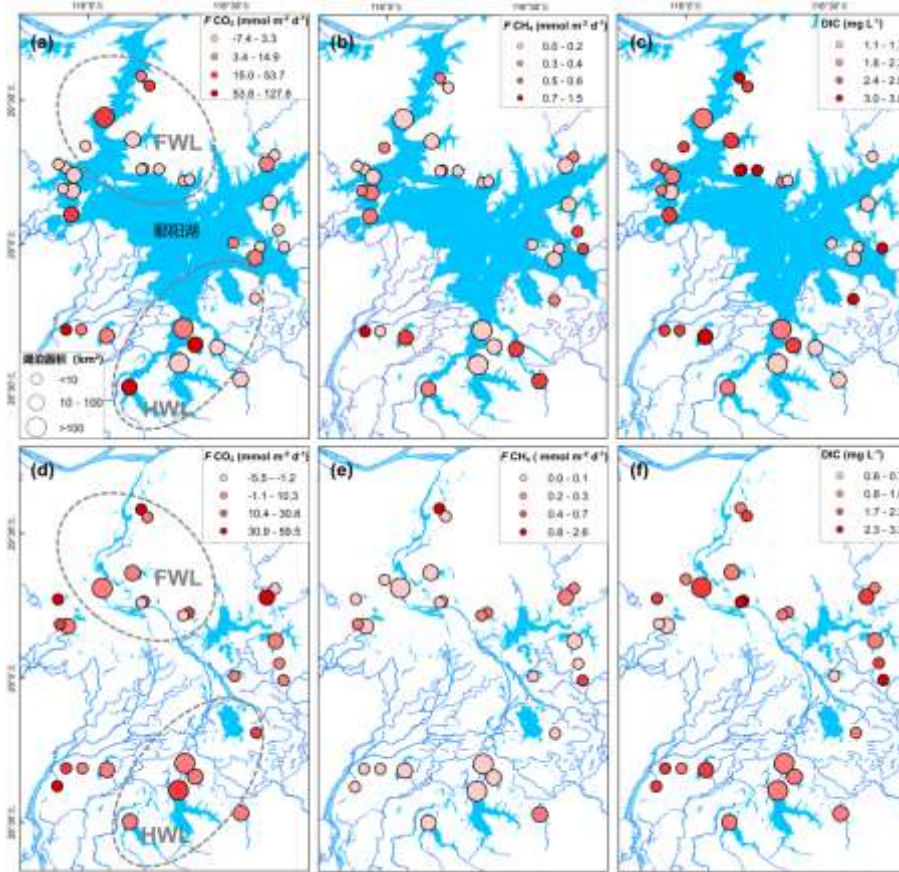


图 1 鄱阳湖流域湖群丰水期 (a-c) 与枯水期 (d-f) 二氧化碳通量 (FCO_2)、甲烷通量 (FCH_4) 和溶解性无机碳 (DIC) 的时空变化特征 (FWL 为北部波动水位区; HWL 为南部高水位区^[44])

Fig.1 Spatiotemporal variations of carbon dioxide flux (FCO_2), methane flux (FCH_4), and dissolved inorganic carbon (DIC) in the lake clusters of the Lake Poyang Basin during the high-flow period (a-c) and low-flow period (d-f). (FWL: Northern Fluctuating Water Level area; HWL: Southern High Water Level area^[44])

丰水期, 鄱阳湖的 CH_4 通量 (F_{CH_4}) 大多数表现为释放, 范围在 0.0 至 1.5 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{d})$ 之间 (图 1b)。高通量区域与 F_{CO_2} 的高值区有一定重叠, 主要集中在湖泊南部、西南部等水深相对较浅、受陆源输入影响较大的区域, 以及部分边缘水域, 这些浅水区底泥温度较高, 且富含有机质, 为产甲烷菌的活动创造了有利的厌氧环境; 相比之下, 湖心开阔水域的 F_{CH_4} 相对较低, 湖心开阔水域由于水深较大, CH_4 在向上扩散过程中可能易被氧化。进入枯水期, 湖泊水位下降, 水体萎缩, CH_4 依然全部表现为释放, 但其数值范围变为 0.0~2.6 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{d})$ (图 1e), 但枯水期 CH_4 通量的最大值 (2.6 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{d})$) 显著高于丰水期的最大值 (1.5 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{d})$)。高通量点位在枯水期分布相对分散, 但一些位于原先湖床或浅水区的点位表现出较高的释放速率, 一方面, 静水压力的降低有利于底泥中 CH_4 以气泡形式逃逸^[43]; 另一方面, 扩散路径的缩短也减少了其在水体中的氧化损耗。总体来看, 鄱阳湖在两个时期均为 CH_4 的排放源, 但枯水期局部区域的 CH_4 释放强度更高。

丰水期, 鄱阳湖水体 DIC 浓度范围在 1.1~3.83 mg/L 之间 (图 1c)。DIC 浓度高值与 CO_2 通量和 CH_4 通量的高值都有所重叠, 较高值主要出现在东南部和西南部以及北部受径流输入影响较大的区域, 表明河流输入是鄱阳湖 DIC 的重要来源, 河流携带了大量来自流域土壤和岩石风化的碳酸盐, 以及有机物分解产生的 DIC。进入枯水期, 湖泊水体大幅减少, DIC 浓度范围变为 0.6 至 3.3 mg/L (图 1f)。与丰水期相比, 枯水期 DIC 浓度的最大值略有下降, 且最低值也更低, 整体浓度有所降低, 可能是因为枯水期入湖径流量减小, 外源 DIC 输入相应减少, 同时, 残留水体中可能存在的水生植物光合作用也消耗了一部分 DIC, 导致其浓度降低。

2.2 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 、碳同位素分馏系数的时空变化特征

在丰水期 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 表现出明显的空间分异, 数值范围为 -28.9‰ 至 -11.1‰ (图 2a)。同位素值较重的区域主要集中在湖泊北部主湖区及东部部分支流汇入的浅水区域。浅水区光照条件更好, 水生植物和藻类的光合作用更为强烈, 优先利用 ^{12}C 的 CO_2 ^[45], 导致剩余水体中的溶解无机碳库富集 ^{13}C , 使 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 值偏重, 而同位素值偏负的区域则主要分布在南部入湖河道及湖心主湖区等开阔水域; 枯水期湖泊面积显著萎缩, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 的数值范围变为 -20.3‰ 至 -8.4‰ (图 2d), 较重的同位素值出现在南部和东部的残留水体和水陆交错带, 但整体空间差异性相较于丰水期有所减弱。从丰水期到枯水期, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 整体显著变重, 这可能与水位下降导致水体透明度增加、初级生产力相对增强^[46], 以及水体-大气交换更为充分有关^[47]。

在丰水期 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 的空间分布规律与 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 较为相似, 数值范围为 -80.5‰ 至 -19.9‰ (图 2b), 同位素值较重的区域同样集中在北部的浅水和边缘区域。而同位素值较轻的区域则对应湖心开阔水域和南部; 枯水期 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 数值范围变为 -58.5‰ 至 -30.3‰ (图 2e), 较重的同位素值点位依然主要分布在原湖床的浅水区和滩地。在空间上, 湖心深水区沉积物长期处于厌氧状态, 有利于通过氢气还原 CO_2 途径产 CH_4 , 该途径具有极大的同位素分馏效应, 产生同位素较轻的 CH_4 (-110‰ ~ -60‰)^[48], 而在湖泊边缘的浅水区, 较重的 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 值可能归因于两个过程的叠加: 一是乙酸裂解产甲烷途径的贡献增加, 该途径的分馏效应较小, 产生的 CH_4 同位素较重 (-70‰ ~ -30‰)^[13]; 二是浅水区水体-沉积物界面更容易发生好氧-厌氧交替, 导致部分产生的 CH_4 在向上迁移过程中被甲烷氧化菌消耗, 甲烷氧化过程优先消耗 $^{12}\text{CH}_4$, 使得剩余的 CH_4 富集 ^{13}C , 从而导致 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 值显著偏重。在时间上, 从丰水期到枯水期 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 的整体变重, 是由于水位下降导致甲烷氧化作用范围和强度增加, 以及产甲烷途径系统性转变的共同结果。

$\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 在时空分布上表现出的高度一致性, 为我们理解湖泊碳循环过程提供了有力的相互验证。首先, 在空间格局上, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 值较重的区域均集中在北部及边缘的浅水区, 而较轻的值则出现在湖心开阔水域和南部。这种耦合关系清晰地指示了同一区域内碳循环过程的内在联系: 在浅水区, 强烈的初级生产力导致水体溶解无机碳库富集 ^{13}C , 而这些富集了 ^{13}C 的新鲜有机质沉降后, 便成为产甲烷的主要底物, 最终产生同位素相对较重的 CH_4 。其次, 在时间演变上, 从丰水期到枯水期, 两个指标均呈现出整体变重的趋势, 这是水位下降引发的一系列连锁效应: 即初级生产力增强导

致 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 变重, 进而影响了产甲烷底物的同位素组成, 并与甲烷氧化增强和产甲烷途径转变共同作用, 最终使 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 也变重。这进一步印证了水文条件是驱动整个湖泊碳同位素分馏格局的共同主导因素。

碳同位素分馏系数 α_c 是表征 CH_4 和 CO_2 同位素分离程度的参数, 计算公式为 $\alpha_c = (\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2 + 1000) / (\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 + 1000)$, 该系数能反映甲烷生成途径, 其中 $\alpha_c \geq 1.055$ 时对应氢气还原二氧化碳型, $\alpha_c < 1.055$ 时对应乙酸裂解型^[49]。丰水期和枯水期在 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 值较低的区域, α_c 值都较高。 α_c 值高 (≥ 1.055) 的区域主要在湖心开阔水域, 这些区域的产甲烷途径以氢气还原 CO_2 为主, 而 α_c 值低的区域则集中在南部和西南部, 这些区域以乙酸裂解产甲烷为主。枯水期 α_c 的数值范围变为 1.01 至 1.05 (图 2f)。其空间分布的规律性不如丰水期明显, 但大体上, 在残留的主河道或较深水体中 α_c 相对较高。从丰水期到枯水期, α_c 的整体范围缩小且最大值从 1.07 降至 1.05, 所有采样点的 α_c 值均低于 1.055 的阈值。这一变化表明湖泊的产甲烷途径发生了系统性的转变, 即从丰水期氢气还原和乙酸裂解途径共存的状态, 转变为枯水期以乙酸裂解途径占绝对主导的模式。这一转变的原因在于水文条件的变化重塑了产甲烷的底物供给模式: 从丰水期内外源有机质共同输入、底物多样的状态, 转变为枯水期以利用沉积下来的内源有机质为主、底物趋向单一的状态, 从而导致了产甲烷微生物群落功能的系统性选择。

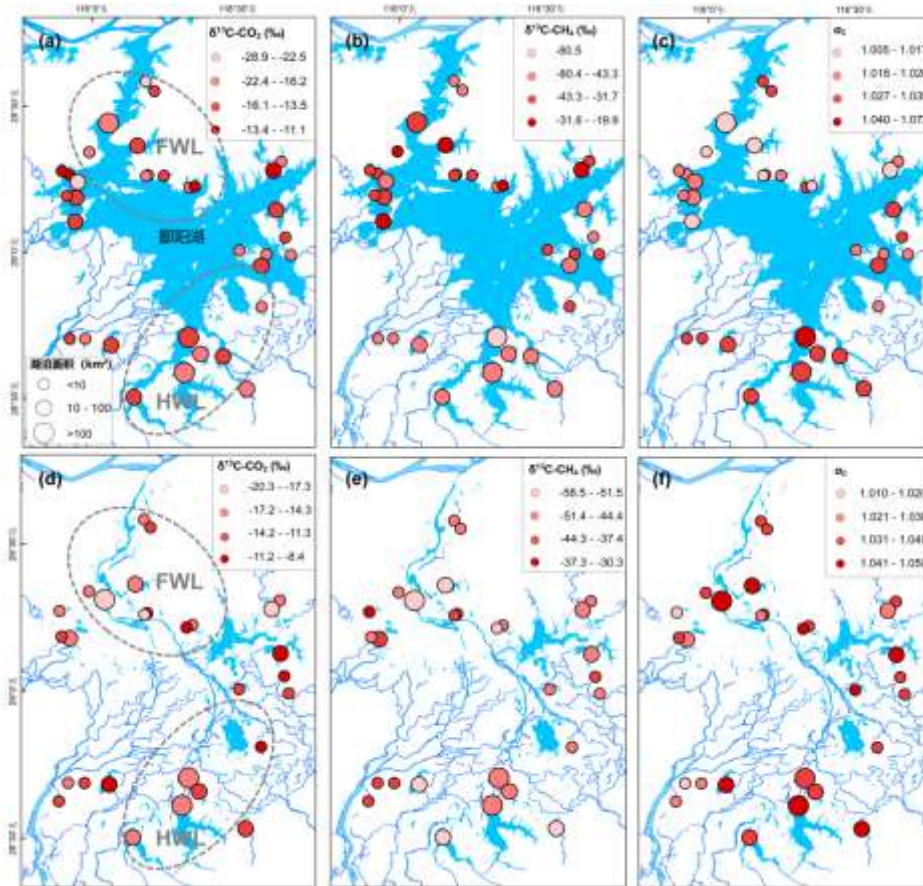


图 2 鄱阳湖流域湖群丰水期 (a-c) 与枯水期 (d-f) 二氧化碳碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$)、甲烷碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$) 和碳同位素分馏系数 (α_c) 的时空变化特征

Fig.2 Spatiotemporal variations of carbon dioxide carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$), methane carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$), and carbon isotope fractionation factor (α_c) in the lake clusters of the Lake Poyang Basin during the high-flow period (a-c) and low-flow period (d-f).

2.3 不同面积大小的湖泊碳通量与同位素的变化特征

鄱阳湖流域湖群的碳通量表现出由季节性水文变化和湖泊形态共同调控的复杂模式。首先, 无论湖

泊面积大小, CH_4 通量在丰水期均普遍高于枯水期(图 3b)。这一季节差异在中型湖泊中最为显著($P<0.01$), 其丰水期均值为 $0.27 \pm 0.23 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 几乎是枯水期 ($0.07 \pm 0.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 的四倍, 在小型和大型湖泊中也是同样的趋势, 丰水期的 CH_4 通量, 分别为 0.19 ± 0.20 和 $0.05 \pm 0.03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 均明显高于枯水期, 这种季节性增强可归因于丰水期较高的温度提升了微生物代谢速率, 同时洪水携带的大量陆源有机质为底泥中的产甲烷菌提供了充足的反应底物^[51]。与此相似, 溶解无机碳 (DIC) 的浓度也表现出一致的季节性规律, 即在不同面积的湖泊中, 丰水期的 DIC 水平均高于枯水期 ($P<0.001$) (图 3c)。这主要是由于丰水期流域内强降雨和洪水事件, 将大量富含 DIC 的陆源物质冲刷入湖, 同时增强的异养呼吸作用也为水体贡献了额外的无机碳。相比之下, FCO_2 通量的季节动态则揭示了不同规模湖泊代谢过程的差异, 大中型湖泊在丰水期 FCO_2 通量更高 (图 3a), 表明陆源有机碳输入增加后, 水体异养呼吸作用增强; 然而, 小型湖泊 ($<10 \text{ km}^2$) 在枯水期的 FCO_2 通量为 $18.23 \pm 28.72 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 远高于丰水期通量 $4.94 \pm 10.64 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 可能是由于枯水期水位下降, 水体内部的初级生产力相对减弱, 导致呼吸作用产生的 CO_2 无法被有效固定, 从而向大气净排放增强^[52]。

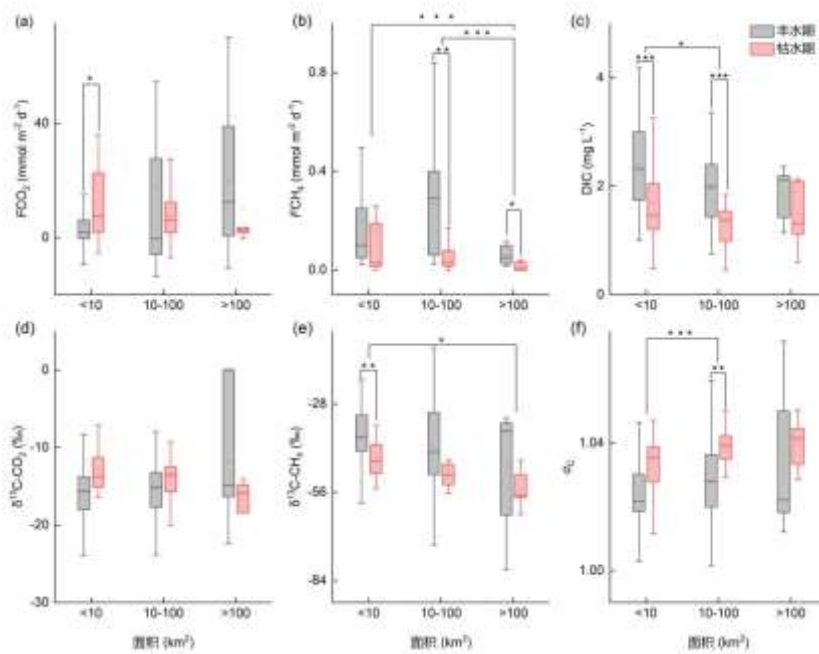


图 3 不同丰枯条件下鄱阳湖流域湖群 FCO_2 、 FCH_4 、DIC、 $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ 、 a_c 箱线图
(*** $P<0.001$, ** $P<0.01$, * $P<0.05$)

Fig.3 Boxplots of FCO_2 , FCH_4 , DIC, $\delta^{13}\text{C-CO}_2$, $\delta^{13}\text{C-CH}_4$, and a_c in the lake clusters of the Lake Poyang Basin under different high-flow and low-flow conditions. (***) $P<0.001$, (**) $P<0.01$, (*) $P<0.05$)

稳定碳同位素数据为解释上述变化提供了有力证据, $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ 值的变化清晰地反映了光合作用与呼吸作用的季节性消长。在丰水期, 大型湖泊中相对富集 ^{13}C 的 CO_2 , 均值为 -11.84‰ , 表明尽管存在强烈的呼吸作用, 但旺盛的光合作用优先吸收了质量较轻的 CO_2 , 使得水体表层 CO_2 的 ^{13}C 相对富集^[53]。进入枯水期后, 大型湖泊的 $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ 急剧偏负至 -17.87‰ (图 3d), 这指示了光合作用活性显著下降, 而陆源和内源有机质的分解成为 CO_2 的主要来源; $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ 值在所有湖泊枯水期都明显比丰水期更负 (图 3e), 尤其是小型湖泊 ($P<0.01$), 这种季节性变化可能与产甲烷底物类型的转变或微生物分馏效应的增强有关, 较低的温度通常会增大微生物代谢过程中的同位素分馏效应, 从而产生 $\delta^{13}\text{C}$ 值更负的 CH_4 ^[55]。

值得注意的是, $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ 在丰枯水期均显著变重, 其原因在于湖泊碳循环的源汇过程共同调控。首先, 鄱阳湖流域卫星湖群广泛发育的水生大型植物构成了偏重的碳源, 这些植物自身 $\delta^{13}\text{C}$ 值远高于藻类和陆源有机质^[50]。当这些植物残体成为产甲烷的主要底物时, 便从源头上决定了所产生的 CH_4

具有偏重的同位素初始值。在此基础上,产甲烷途径向乙酸裂解为主的转变也贡献了更重的同位素信号。对于 CO_2 , 尽管偏重植物的分解贡献了一部分 ^{13}C , 但水体高强度光合作用对 $^{12}\text{C}\text{-CO}_2$ 的优先固定是更为强势的主导过程, 它强烈地消耗了水体中的轻碳, 是导致 CO_2 中 ^{13}C 富集的核心机制。

α_c 明确了鄱阳湖中甲烷的生成途径, 所有湖泊在两个时期的 α_c 均值 (范围在 1.023-1.039 之间) 均显著低于氢气还原 CO_2 途径的特征下限 ($\alpha_c > 1.055$), 在丰水期仅有少数湖泊 α_c 值 > 1.055 , 这强有力地证明了丰水期由氢气还原和乙酸裂解途径共存, 而枯水期以乙酸裂解途径占绝对主导, 并且不同大小的湖泊 α_c 均值在枯水期都明显高于丰水期 (图 3f), 表明在枯水期同位素分馏程度增加, 这种变化可能是由于在以乙酸裂解为主的背景下, 氢气还原 CO_2 途径的相对贡献有小幅提升, 因为氢气还原途径具有更大的同位素分馏系数, 从枯水期到丰水期温度升高并且有机底物可利用性也会发生变化, 使得乙酸裂解产 CH_4 的途径加强^[56]。

2.4 环境因子对 CH_4 和 CO_2 通量的影响

环境因子对 CH_4 浓度的影响在丰水期表现得更为显著和一致, 而 CO_2 与环境因子的关系则在枯水期呈现出独特的模式。在丰水期, 水体 CH_4 浓度与溶解性有机质 (DOM) 的多个指标以及总氮 (TN) 均呈现出显著的正相关关系。具体而言, CH_4 浓度吸收系数 a_{254} ($R^2=0.11$, $P<0.01$)、溶解性有机碳浓度 DOC ($R^2=0.14$, $P<0.01$)、DOC 碳同位素 $\delta^{13}\text{C}\text{-DOC}$ ($R^2=0.06$, $P<0.05$) 以及 DOM 陆源主峰 C (Terrestrial Peak C) ($R^2=0.14$, $P<0.01$) 都存在统计学上显著的正相关 (图 4)。这表明, 在丰水期, 由流域径流携带而来的外源陆生有机质是驱动湖泊 CH_4 产生的重要基质。丰水期降雨量大, 地表径流增强, 会将大量土壤和植被碎屑中的有机碳冲刷入湖, 这些富含腐殖质和芳香性化合物的陆源 DOM 为水体底泥或缺氧水层中的产 CH_4 微生物提供了条件^[57], 与此同时, 丰水期正值夏季, 较高的水温极大地提升了包括产甲烷菌在内的微生物的代谢活性, 大量有机质的分解耗氧, 也易在水体底层形成缺氧环境, 这两种条件共同促进了 CH_4 的生成。此外, CH_4 浓度与 TN 之间表现出最强的正相关性 ($R^2=0.29$, $P<0.01$), 这说明营养盐水平对 CH_4 产生具有重要的促进作用^[58]。氮的增加能够刺激包括产 CH_4 菌在内的各类微生物的生长和代谢活动, 从而提高有机质的分解和转化效率, 最终导致 CH_4 产生速率加快。

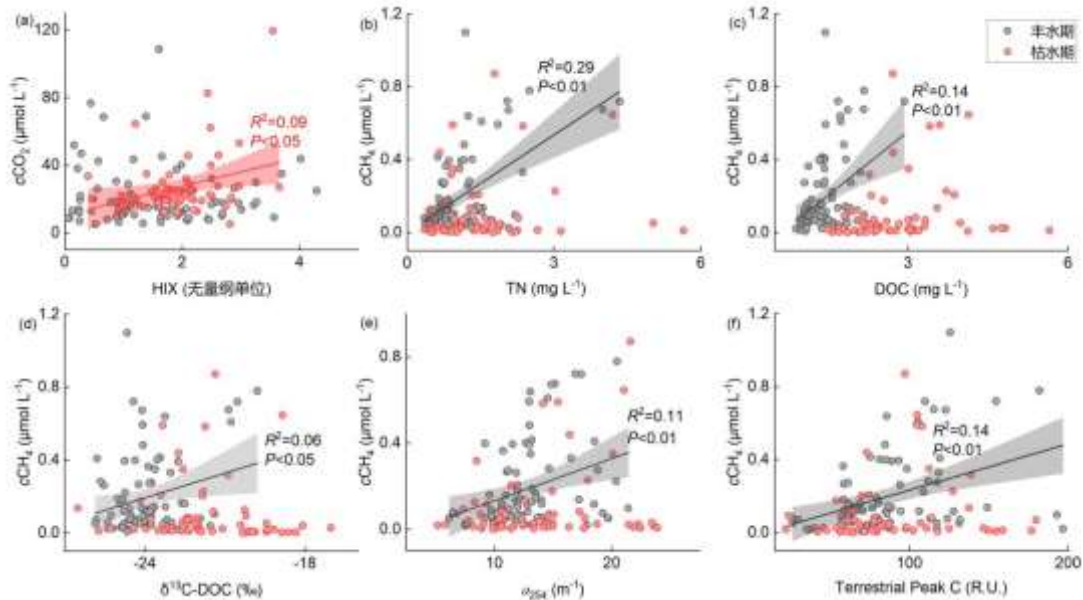


图 4 不同丰枯条件下环境因子及 DOM 相关参数与 $c\text{CO}_2$ 、 $c\text{CH}_4$ 的相关性图

Fig.4 Correlation plots of environmental factors and DOM-related parameters with $c\text{CO}_2$ and $c\text{CH}_4$ under different high-flow and low-flow conditions.

相比之下，在枯水期，上述所有因子与 CH_4 浓度的相关性均不显著 ($P>0.05$)。这可能是因为在枯水期水位下降，湖泊与周边陆地系统的联系减弱，外源有机质输入大幅减少。此时湖泊的化学过程可能更多地由内源产生（如藻类、水生植物凋亡）的有机质所主导。内源有机质的性质和可利用性与外源陆生有机质不同，可能导致其与 CH_4 生成的关系变得复杂或减弱。进入枯水期，水温显著下降，直接抑制了产甲烷菌的活性，这是导致 CH_4 产生减弱的根本原因之一。此外，枯水期水温低、水位低、水量小，水体与大气的交换也更充分，溶解氧水平相对较高^[54]。这种低温和相对好氧的双重限制，既不利于产甲烷过程，又会促进对已生成 CH_4 的氧化消耗。因此，在物理条件的强力制约下，即使有可利用的有机质，其转化为 CH_4 的效率也大为降低，使得 CH_4 浓度与有机质、营养盐等因子的线性关系不再明显。然而在枯水期， $c\text{CO}_2$ 与腐殖化指数 (HIX) 呈现出微弱但显著的正相关关系 ($R^2=0.09$, $P<0.05$)，在丰水期则无此关联。HIX 是衡量 DOM 腐殖化程度的指标，高 HIX 值通常代表着来源更古老、结构更复杂的陆源腐殖质^[59]。这一关系表明在枯水期，对这些难降解的腐殖质的分解可能是水体 CO_2 的重要来源之一。

综上所述，鄱阳湖湖群的温室气体动态表现出强烈的季节性特征。丰水期，在夏季高温背景下，流域输入的陆源有机碳和氮营养盐是温室气体排放的主要驱动因素。一方面，丰富的有机质输入可能促进水体好氧微生物的呼吸作用，成为 CO_2 排放的主要来源；另一方面，这些有机质沉降到厌氧的湖底，在高温和缺氧条件下为产甲烷活动提供了充足的底物，共同驱动了 CH_4 的排放。而进入枯水期后，随着外源输入的减弱，湖泊生态系统的碳循环模式发生转变：高腐殖化有机质的光化学和生物降解过程成为驱动水体 CO_2 浓度的重要机制，而对于 CH_4 ，低温和相对较高的溶解氧环境会抑制其生成和累积，主要来源转变为湖泊内源有机质在局部厌氧微环境下的分解。

2.5 主成分分析

采用偏最小二乘法 (PLS) 进行回归分析，结果表明 PLS 模型能够有效地解释自变量与 $c\text{CH}_4$ 之间的关系，PLS 第一成分的得分与 $c\text{CH}_4$ 浓度呈现出极显著的正相关关系 ($R^2=0.31$, $p<0.001$) (图 5b)，这表明第一成分类是驱动 $c\text{CH}_4$ 变化的主要潜在变量，其载荷分布为了解甲烷产生的控制机制提供了关键信息。第一成分与 TN、总磷 (TP)、总悬浮物 (TSS)、有机悬浮物 (OSS)、溶解性有机碳 (DOC) 以及溶解性无机碳 (DIC) 均具有较高的正载荷 (图 5a)，表明水体中丰富的营养盐 (TN, TP) 和大量的有机质 (DOC, OSS) 是驱动甲烷生成的直接物质基础。高浓度的营养盐促进了初级生产，为异养微生物（包括产甲烷古菌^[60]）提供了充足的碳源，同时，DIC 作为有机质矿化的最终产物之一，其与 $c\text{CH}_4$ 的正相关性共同指向了系统内旺盛的微生物代谢活动，吸收系数 a_{254} 也呈现正载荷，进一步印证了有色溶解性有机物 (CDOM) 作为产甲烷底物的重要性。与此相反，光谱斜率 $S_{275-295}$ 表现出强烈的负载荷，较低的 $S_{275-295}$ 指示 DOM 芳香性较强^[61]，主要来源于陆源输入，鄱阳湖湖群温室气体排放受流域外源输入的影响较大。

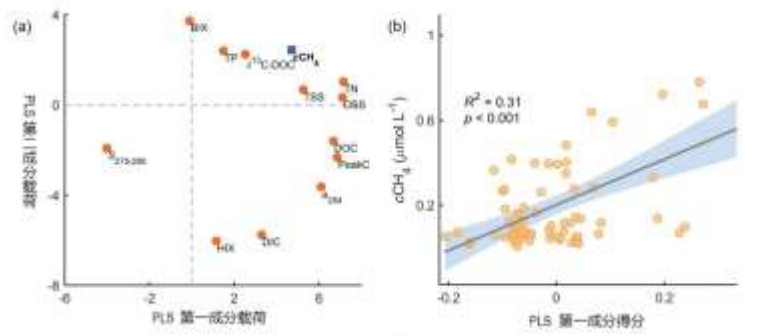


图 5 鄱阳湖 $c\text{CH}_4$ 与样品的 DOM 光学和水质指标的偏最小二乘 PLS 模型结果
与 $c\text{CH}_4$ 与相应偏最小二乘第一轴 PLS1 得分的关系

Fig.5 Partial least squares (PLS) model results of $c\text{CH}_4$ with DOM optical and water quality indices in Lake Poyang, and the relationship between $c\text{CH}_4$ and the corresponding scores of the first PLS axis (PLS1).

3 结论

鄱阳湖的 CO_2 和 CH_4 通量在时空上表现出由水文条件主导的复杂异质性。空间上, 温室气体高释放区集中在边缘及浅水区, 丰水期 CO_2 释放峰值可达 $127.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 而湖心开阔水域则表现为低释放甚至吸收。时间上, CH_4 排在丰水期普遍高于枯水期, 但局部区域的释放强度在枯水期反而更高, 峰值可达 $2.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。 CO_2 通量的季节模式则与湖泊大小有关, 其中小型湖泊在枯水期释放更强, 而中大型湖泊则在丰水期释放更高。

稳定同位素揭示了鄱阳湖碳循环机制的季节性变化。从丰水期到枯水期, 系统整体富集 ^{13}C 、 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 和 $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ 的数值范围分别从 -28.9% ~ -11.1% 和 -80.5% ~ -19.9% 转变为更重的 -20.3% ~ -8.4% 和 -58.5% ~ -30.3% 。产甲烷途径也发生了转变, 从丰水期到枯水期, α_c 的整体范围缩小且最大值从 1.07 降至 1.05, 即从丰水期氢气还原和乙酸裂解途径共存的状态, 转变为枯水期以乙酸裂解途径占绝对主导的模式。

鄱阳湖湖群温室气体排放受流域外源输入影响较大, 丰水期 CH_4 排放受流域陆源有机碳、氮营养盐驱动, 与 DOC、TN、吸收系数 a_{254} 、 $\delta^{13}\text{C}-\text{DOC}$ 显著正相关; 枯水期外源输入弱, $c\text{CO}_2$ 与 HIX 显著正相关, 高腐殖化有机质降解可能成为 CO_2 重要来源, 偏最小二乘法 (PLS) 回归分析的结果表明 PLS 第一成分得分与 CH_4 浓度存在极显著正相关 ($R^2=0.31$, $p<0.001$), 是驱动 CH_4 变化的主导潜在变量, 该成分与 TN、TP、DOC、TSS、OSS、DIC 及 a_{254} 等指标均具高正载荷, 进一步表明水体中丰富的营养盐和大量的、具陆源特征的有机质是驱动甲烷生成的直接物质基础。

致谢: 感谢张民、倪振宇、赵钰、高希璠、毕鑫念、刘朝晖等人在野外采样和样品测验中给予的帮助和付出, 同时也感谢张弦鸣、周涵、沈哲宇等人在图表绘制和结果分析过程中给予的宝贵建议。

4 参考文献

- [1] Philip S Y, Kew S F, Van Oldenborgh G J, et al. Rapid attribution analysis of the extraordinary heat wave on the Pacific coast of the US and Canada in June 2021. *Earth System Dynamics*, 2022, 13(4): 1689-1713.
- [2] Gulev S K, Thorne P W, Ahn J, et al. Changing State of the Climate System IPCC. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. V. Masson-Delmotte, P Zhai, et al., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2021: 287-422.
- [3] Forster, P., Storelvmo, T., Armour, K., et al. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity IPCC. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, et al., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2021: 923-1054.
- [4] Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., et al. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. 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: 659-740.
- [5] Downing, John A, et al. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 2006: 2388-2397.
- [6] Drake TW, Raymond PA, Spencer RGM. Terrestrial carbon inputs to inland waters: A current synthesis of estimates and uncertainty. *Limnology and Oceanography Letters*, 2018, 3: 132-142.
- [7] Raymond, P., Hartmann, J., Lauerwald, R. et al. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature* 503, 2013: 355-359.
- [8] Rosentreter, J.A., Borges, A.V., Deemer, B.R. et al. Half of global methane emissions come from highly variable aquatic ecosystem sources. *Nature Geoscience*. 2021, 14: 225-230.
- [9] Tranvik L J, Jansson M, Cotner J B, et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 2009, 54 (2): 229-238.
- [10] Kaplan L, Aufdenkampe A. The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2009, 2(9): 598-600.
- [11] Waldo S, Beaulieu J J, Barnett W, et al. Temporal trends in methane emissions from a small eutrophic reservoir: The key role of a spring burst. *Biogeosciences*, 2021, 18(19): 5291-5311.

- [12] Raymond, P.A. and Saiers, J.E. Event controlled DOC export from forested watersheds. *Biogeochemistry*, 2010, 100: 197-209.
- [13] Zhou Y, Zhang T, Zhou L, et al. Terrestrial Organic Matter Inputs Modulate Methane Emissions from a Mega-Reservoir. *Environmental Science & Technology*, 2025, 59(13): 6590-6599.
- [14] Zhu J Y, Peng K, Li Y Y, et al. Characteristics and influence factors of carbon dioxide efflux from Lake Hongze under different hydrological scenarios. *Journal of Lake Sciences*, 2022, 34(04): 1347-1358.[朱俊羽, 彭凯, 李宇阳, 等. 不同水文情景下洪泽湖二氧化碳排放通量特征及影响因素. *湖泊科学*, 2022, 34(04): 1347-1358.]
- [15] Yue E X, Zhao L, Qian P Y, et al. Impact of hydrological drought on hydrological connectivity in the Lake Poyang floodplain system. *Journal of Lake Sciences*, 2025: 1-15.[岳恩馨, 赵林, 钱品瑜, 等. 鄱阳湖洪泛系统水文干旱对水文连通性的影响. *湖泊科学*, 2025: 1-15.]
- [16] Liu X, Yang G, Wang X, et al. Carbon dioxide emissions from Chinese inland waters. *Global Biogeochemical Cycles*, 2013, 27 (4): 1064-1077.
- [17] Yuan P, Hu Z P, Wei L S, et al. Analysis of total phosphorus load and sources in Poyang lake. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2024, 33(10): 2251-2259.[袁萍, 胡振鹏, 魏林生, 等. 鄱阳湖入湖总磷负荷及来源分析. *长江流域资源与环境*, 2024, 33(10): 2251-2259.]
- [18] Wei Z Z, Dong B, Xu H F, et al. Spatio-temporal Evolution and Scenario Prediction of Carbon Storage in Typical Wetlands in Poyang Lake Region. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2023, 43(03): 290-300.[卫泽柱, 董斌, 许海峰, 等. 鄱阳湖地区典型湿地碳储量时空演变与情景预测. *水土保持通报*, 2023, 43(03): 290-300.]
- [19] Zhou Y M, Yue Y, Yang Z H, et al. Effects of water level changes of Poyang Lake on CO₂ fluxes in the lake area. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2025, 1-23.[周亚鸣, 岳遥, 杨中华, 等. 鄱阳湖水位变化对湖区 CO₂ 通量的影响. *长江流域资源与环境*, 2025, 1-23.]
- [20] Li Y H, Ge G, Hu C H. Sources, transportations and variation characteristics of dissolved inorganic carbon in Lake Poyang, China. *Journal of Lake Sciences*, 2022, 34(02):528-537.[李艳红, 葛刚, 胡春华. 鄱阳湖水体溶解无机碳的季节变化、输送及其来源. *湖泊科学*, 2022, 34(02):528-537.]
- [21] Wang J B, Zheng L L, Guo Y F, et al. Spatial Distribution of Soil Organic Carbon and Its Influencing Factors in Poyang Lake Wetland. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2022, 31(04):915-926.[王经波, 郑利林, 郭宇菲, 等. 鄱阳湖湿地土壤有机碳空间分布及其影响因素. *长江流域资源与环境*, 2022, 31(04):915-926.]
- [22] Holgerson, Meredith A., and Peter A. Raymond. Large contribution to inland water CO₂ and CH₄ emissions from very small ponds. *Nature Geoscience*, 2016, 222-226.
- [23] Kellerman AM, Guillemette F, Podgorski DC, et al. Unifying concepts linking dissolved organic matter composition to persistence in aquatic ecosystems. *Environmental Science & Technology*, 2018, 52: 2538-2548.
- [24] Zhou L, Zhou Y, Zhang Y, et al. Rainstorm-induced organic matter pulses: A key driver of carbon emissions from inland waters. *The Innovation*, 2025, 6(3).
- [25] Xiong C Y, Zhang X L, Xiao F M, et al. Analysis on change of ecosystem service functions of Poyang Lake wetland. *Yangtze River*, 2011, 42(09): 28-32+54.[熊彩云, 张学玲, 肖复明, 等. 鄱阳湖湿地生态系统服务功能变化及其对策分析. *人民长江*, 2011, 42(09): 28-32+54.]
- [26] Ye X C, Wu J, Li X H, et al. Compound Driving Mechanism of Water Level change in the Poyang Lake. *Geographical Science*, 2022, 42(02): 352-361.[叶许春, 吴娟, 李相虎. 鄱阳湖水位变化的复合驱动机制. *地理科学*, 2022, 42(02): 352-361.]
- [27] Han Z, Zhao S L, Wang S Y, et al. The expansion mechanism of *Polygonum criopolitanum* Hance in the Poyang Lake wetland and its impact on overwintering migratory birds. *Journal of Hydroecology*, 2025: 1-11.[韩祯, 赵仕霖, 王世岩, 等. 鄱阳湖湿地蓼子草扩张机理及其对越冬候鸟的影响. *水生态学杂志*, 2025: 1-11.]
- [28] Li X Y, Xie T, Ma R H. Daily water level—area dataset in Lake Poyang under all-weather (2014—2023). *Journal of Lake Sciences*, 2025, 37(02):689-704.[李昕悦, 谢涛, 马荣华. 鄱阳湖全天候水位-面积逐日数据集(2014-2023年). *湖泊科学*, 2025, 37(02):689-704.]
- [29] Helms J R, Stubbins A, Ritchie J D, et al. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and

- photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography*, 2008, 53(3): 955-969.
- [30] Zhou L, Wu Y H, Zhou Y Q, et al. Terrestrial dissolved organic matter inputs drive the temporal dynamics of riverine bacterial ecological networks and assembly processes. *Water Research*, 2024, 249: 120955.
- [31] Zhang Y L, Zhang E L, Yin Y, et al. Characteristics and sources of chromophoric dissolved organic matter in lakes of the Yungui Plateau, China, differing in trophic state and altitude. *Limnology and Oceanography*, 2010, 55(6): 2645-2659.
- [32] Huguet A, Vacher L, Relexans S, et al. Properties of fluorescent dissolved organic matter in the gironde estuary. *Organic Geochemistry*, 2009, 40: 706-719.
- [33] Kothawala DN, Murphy KR, Stedmon CA, et al. Inner filter correction of dissolved organic matter fluorescence. *Limnology and Oceanography: Methods*, 2013, 11: 616-630.
- [34] McKnight DM, Boyer EW, Westerhoff PK, et al. Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnology and Oceanography*, 2001, 46: 38-48.
- [35] Xiao Q T, Xu X F, Duan H T, et al. Eutrophic Lake Taihu as a significant CO₂ source during 2000-2015. *Water Research*, 2020, 170: 115331.
- [36] Coble P G. Marine optical biogeochemistry: the chemistry of ocean color. *Chemical reviews*, 2007, 107(2): 402-418.
- [37] Shi W Q, Chen Q W, Yi Q T, et al. Carbon emission from cascade reservoirs: Spatial heterogeneity and mechanisms. *Environmental Science & Technology*, 2017, 51: 12175-12181.
- [38] Wiesenburg D A, Guinasso N L. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water. *Journal of Chemical & Engineering Data*, 1979, 24(4): 356-360.
- [39] Weiss R F, Price B A. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine Chemistry*, 1980, 8(4): 347-359.
- [40] Paranaíba J R, Barros N, Mendonça R, et al. Spatially resolved measurements of CO₂ and CH₄ concentration and gas exchange velocity highly influence carbon emission estimates of reservoirs. *Environmental Science & Technology*, 2018, 52(2): 607-615.
- [41] Zhou L, Zhou Y, Tang X, et al. Resource aromaticity affects bacterial community successions in response to different sources of dissolved organic matter. *Water Research*, 2021, 190: 116776.
- [42] Zhao L, Zhao X, Fan X, et al. Moderate Hydrological Droughts Maximized CO₂ Sink in China's Largest Floodplain Lake. *Environmental Science & Technology*, 2025.
- [43] Sawakuchi H O, Bastviken D, Sawakuchi A O, et al. Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget. *Global Change Biology*, 2014, 20(9): 2829-2840.
- [44] Huang X, Wang C, Chen Y, et al. Seasonal water level fluctuations regulate the source, distribution, and risk of antibiotics in the largest floodplain-lake in China. *Water Research*, 2025: 124158.
- [45] Jiang Y, Hu Y, Schirmer M. Biogeochemical controls on daily cycling of hydrochemistry and $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in a karst spring-fed pool. *Journal of Hydrology*, 2013, 478: 157-168.
- [46] Gu B, Chapman A D, Schelske C L. Factors controlling seasonal variations in stable isotope composition of particulate organic matter in a softwater eutrophic lake. *Limnology and Oceanography*, 2006, 51(6): 2837-2848.
- [47] Quay P D, Emerson S R, Quay B M, et al. The carbon cycle for Lake Washington—A stable isotope study 1. *Limnology and Oceanography*, 1986, 31(3): 596-611.
- [48] Li Y, Zhou Y, Zhou L, et al. Changes in water chemistry associated with rainstorm events increase carbon emissions from the inflowing river mouth of a major drinking water reservoir. *Environmental Science & Technology*, 2022, 56(22): 16494-16505.
- [49] Hodgkins S B, Tfaily M M, McCalley C K, et al. Changes in peat chemistry associated with permafrost thaw increase greenhouse gas production. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(16): 5819-5824.
- [50] Keeley J E, Sandquist D R. Carbon: freshwater plants. *Plant, Cell & Environment*, 1992, 15(9): 1021-1035.
- [51] Deemer B R, Harrison J A, Li S, et al. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: a new global synthesis. *BioScience*, 2016, 66(11): 949-964.
- [52] Pacheco F S, Roland F, Downing J A. Eutrophication reverses whole-lake carbon budgets. *Inland waters*, 2014, 4(1): 41-48.
- [53] O'Leary M H. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*, 1988, 38(5): 328-336.

- [54] Zhang Y, Wu Z, Liu M, et al. Dissolved oxygen stratification and response to thermal structure and long-term climate change in a large and deep subtropical reservoir (Lake Qiandaohu, China). *Water research*, 2015, 75: 249-258.
- [55] Whiticar M J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology*, 1999, 161(1-3): 291-314.
- [56] Conrad R. Quantification of methanogenic pathways using stable carbon isotopic signatures: a review and a proposal. *Organic Geochemistry*, 2005, 36(5): 739-752.
- [57] Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, et al. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 2007, 10: 172-185.
- [58] DelSontro T, Beaulieu J J, Downing J A. Greenhouse gas emissions from lakes and impoundments: Upscaling in the face of global change. *Limnology and Oceanography Letters*, 2018, 3(3): 64-75.
- [59] Birdwell J E, Engel A S. Characterization of dissolved organic matter in cave and spring waters using UV-Vis absorbance and fluorescence spectroscopy. *Organic Geochemistry*, 2010, 41(3): 270-280.
- [60] Thauer R, Kaster AK, Seedorf H. et al. Methanogenic archaea: ecologically relevant differences in energy conservation. *Nature Reviews Microbiology*, 2008, 6(8): 579-591.
- [61] Helms J R, Stubbins A, Ritchie J D, et al. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography*, 2008, 53(3): 955-969.