

2023年夏季干旱和高温使长江口外东海陆架从CO₂的汇变成CO₂的源

许懿¹, 卜德志¹, 郭香会^{1,2*}, 雷诗萍¹, 杨毅¹, 周宽波¹

1. 厦门大学海洋与地球学院, 海洋生物地球化学全国重点实验室, 厦门 361102

2. 福建省海陆界面生态环境重点实验室, 厦门 361102

* 通讯作者, E-mail: xhguo@xmu.edu.cn

收稿日期: 2024-07-14; 收修改稿日期: 2025-04-26; 接受日期: 2025-05-07; 网络版发表日期: 2025-05-29

国家自然科学基金项目(42141001、42188102)、国家重点研发计划项目(2022YFC3105302)和中国科学院战略先导专项项目(XDB42000000)资助

摘要 本研究报道2023年8月长江口外东海陆架表层海水的二氧化碳分压($p\text{CO}_2$)和海-气CO₂通量。表层海水 $p\text{CO}_2$ 范围为110~910μatm, 平均值为(427±154)μatm。2023年8月调查区域的海-气CO₂通量介于-20.6mmol m⁻² d⁻¹(汇)至35.9mmol m⁻² d⁻¹(源), 平均值为(3.0±8.9)mmol m⁻² d⁻¹, 表现为大气CO₂中等强度的源, 与该区域夏季通常表现为大气CO₂的汇的情况相反。2023年8月长江径流量降低导致表层海水 $p\text{CO}_2$ 升高; 同时, 高温也使表层海水 $p\text{CO}_2$ 升高。干旱和高温的共同作用使研究区域从大气CO₂的汇变成CO₂的源。在全球变化的背景下, 洪水、干旱、热浪等气候事件频发, 致使大型河流影响的边缘海的CO₂源汇评估更加复杂, 亟待开展深入调查研究。

关键词 东海陆架, 长江口, 夏季干旱, $p\text{CO}_2$, 海-气CO₂通量, CO₂的源, 径流量

1 引言

边缘海的海-气CO₂通量是海洋碳循环的重要组成部分(Laruelle等, 2018; Dai等, 2022)。然而, 近海系统海-气CO₂通量的科学评估仍然面临一定挑战(Dai等, 2022)。边缘海CO₂系统影响过程复杂, 如河流冲淡水(Huang等, 2015)、沿岸上升流(Hales等, 2005)、陆架-大洋水交换(Wang等, 2013)及内部的生物地球化学循环等过程。这些过程通常受河流输入、生物地球化学过程的季节变化及极端天气事件等影响(Fassbender等, 2018; Wu等, 2021), 增加了海-气CO₂通量评估的复

杂性。准确评估区域海-气CO₂通量不仅影响全球CO₂通量估算, 还可提高对边缘海碳循环的模拟能力, 因此至关重要。

东海是西北太平洋受大河(长江)影响的广阔陆架海, 其东边界受黑潮影响(Chen和Wang, 1999)。东海的海-气CO₂通量研究始于20世纪90年代(Tsunogai等, 1997, 1999; Wang等, 2000; 胡敦欣和杨作升, 2001)。Tsunogai等(1999)基于夏季、秋季和冬季在PN断面(长江口内陆架的31.4°N、123.0°E至奄美群岛以西的27.5°N、128.4°E断面)的观测数据发现, 东海是大气CO₂的强汇(强度约8mmol m⁻² d⁻¹, 或35g C m⁻² a⁻¹)。

中文引用格式: 许懿, 卜德志, 郭香会, 雷诗萍, 杨毅, 周宽波. 2025. 2023年夏季干旱和高温使长江口外东海陆架从CO₂的汇变成CO₂的源. 中国科学: 地球科学, 55, doi: [10.1360/N072024-0198](https://doi.org/10.1360/N072024-0198)

英文引用格式: Xu Y, Bu D, Guo X, Lei S, Yang Y, Zhou K. 2025. The 2023 summer drought and high temperatures turned the East China Sea off the Changjiang estuary from a CO₂ sink to a CO₂ source. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1580-0>

胡敦欣和杨作升(2001)则根据覆盖四个季节的实测数据发现东海陆架是大气CO₂的弱汇。

近20年来, 诸多研究发现东海海-气CO₂通量存在很大的空间和季节变化, 东海年均表现为大气CO₂的强汇(Shim等, 2007; Zhai和Dai, 2009; Chou等, 2009, 2011; Tseng等, 2011, 2014; Kim等, 2013; Guo等, 2015)。其中, Tseng等(2011, 2014)发现长江径流量是调控东海CO₂吸收能力的主要因素。Guo等(2015)发现东海不同区域的CO₂分压($p\text{CO}_2$)的季节变化特征存在空间差异: 近岸区域及长江冲淡水区的 $p\text{CO}_2$ 主要受长江径流量影响, 而外陆架的 $p\text{CO}_2$ 则主要温度调控。Yu等(2023)基于重建的 $p\text{CO}_2$ 数据揭示了东海海-气CO₂通量的长时序(2003~2019年)变化特征, 发现东海的碳汇能力在增强。此外, 海-气CO₂通量的年际变化也很明显(Guo等, 2015; Yu等, 2023), 但这些变化的驱动因素在很大程度上仍待研究。Yu等(2024)发现, 2022年的干旱和热浪导致东海CO₂吸收能力下降。

与长江口夏季一般为大气CO₂的汇的现象不同, 本研究基于实测数据报道2023年8月长江口外东海陆架表现为大气CO₂的源的罕见现象。2023年8月长江径流量减少和高温的共同作用使该区域从大气CO₂的汇变成为CO₂的源。

2 材料与方法

2.1 研究区域简介

东海位于西北太平洋温带和亚热带地区, 北部与黄海相连, 南部经台湾海峡与南海相通, 面积约为 $1.25 \times 10^6 \text{ km}^2$, 其中70%以上为水深浅于200m的陆架(图1)。长江每年向东海输入940km³的淡水(Dai和Trenberth, 2002)、 300×10^4 吨的氮、 8×10^4 吨的磷和 100×10^4 吨的硅(Zhang等, 2007; Gao等, 2009; Li等, 2014), 淡水和营养盐入海通量夏季高, 冬季低。

东海位于东亚季风影响区, 冬季盛行东北季风, 夏季盛行西南季风。受季风影响, 长江冲淡水夏季向东北方向扩展, 冬季沿中国大陆海岸向西南方向延伸(Lee和Chao, 2003)。除夏季外, 东海北部陆架存在南向流动的黄海沿岸流(Yuan等, 2017; Liu等, 2021)。以高温、高盐为特征的黑潮水沿200m等深线向北流动(Lee和Chao, 2003; Liu等, 2021)。黑潮和长江冲淡水共同主导东海的水团混合过程(Yang等, 2011)。

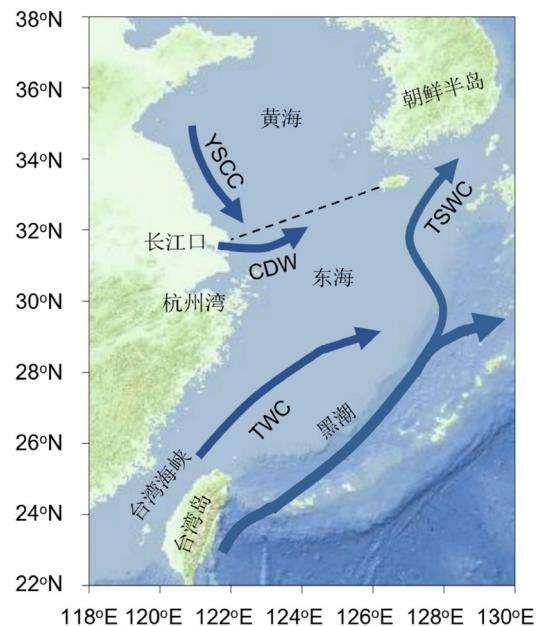


图1 长江口外东海陆架地形和夏季主要海流

CDW, 长江冲淡水; YSCC, 黄海沿岸流; TWC, 台湾暖流; TSWC, 对马暖流

东海海表温度冬季和早春较低, 而夏季和秋初较高(Guo等, 2015)。受温度和长江营养盐输入影响, 陆架初级生产力冬季较低, 而暖季较高(Gong等, 2011)。长江淡水输入和浮游植物初级生产过程是东海陆架海表层海水 $p\text{CO}_2$ 及海-气CO₂通量的重要调控因素(Tseng等, 2014; Guo等, 2015)。东海陆架水体夏季层化强烈, 表层水 $p\text{CO}_2$ 低而溶解氧高; 相反, 次表层水和底层水 $p\text{CO}_2$ 高而溶解氧低(Chou等, 2009)。

2.2 样品采集和测定

2023年8月14至22日, 搭载“延平II”号科考船在长江口外的东海内陆架开展了现场调查, 连续测定表层海水的温度、盐度、 $p\text{CO}_2$ 和溶解氧等参数。

表层海水 $p\text{CO}_2$ 用非色散红外光谱仪(Li-Cor® 7000)和自制的走航系统测定(方法详见Zhai和Dai, 2009; Zhai等, 2005, 2013)。海面以下3~5m的海水连续泵上甲板, 经水-气平衡后测定水-气平衡器内空气的CO₂摩尔分数($x\text{CO}_2$)。

溶解氧通过集成在走航系统中的YSI EXO多参数测定仪实时测定。同时采集水样, 用Winkler试剂(Carpenter, 1965)固定, 并于采样后4h内用分光光度法测定

(Labasque等, 2004)(详见Lei等, 2024). 用瓶采测定的溶解氧数据校正走航测定的溶解氧数据.

风速和气压分别用R.M. Young 05106风速仪(集成了32500磁罗盘)和61302V气压计测定. 气象传感器位于海面以上约10m高度. 风速和气压的测定精度分别为 $\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$ 和 $\pm 3 \text{ hPa}$.

2.3 数据处理

水-气平衡器内的水体 $p\text{CO}_2(p\text{CO}_2^{\text{Eq}})$ 用水-气平衡器中空气的 $x\text{CO}_2$ 和扣除饱和水蒸气压($P_{\text{H}_2\text{O}}$)的气压(P_{Eq})计算(Weiss和Price, 1980):

$$p\text{CO}_2^{\text{Eq}} = (P_{\text{Eq}} - P_{\text{H}_2\text{O}})x\text{CO}_2. \quad (1)$$

大气 $p\text{CO}_2$ 的计算与表层海水 $p\text{CO}_2$ 的计算方法相似. 用韩国泰安半岛监测站(36.7376°N, 126.1328°E, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/site>)2023年8月的月平均大气 $x\text{CO}_2$ 计算大气 $p\text{CO}_2$.

用公式(1)计算的海水 $p\text{CO}_2^{\text{Eq}}$ 进一步用Takahashi等(1993)的温度校正公式校正至海表温度(SST)下的 $p\text{CO}_2$ (即原位 $p\text{CO}_2$), 其中 t 是水-气平衡器中的温度

$$p\text{CO}_2 = p\text{CO}_2^{\text{Eq}} e^{0.0423(\text{SST}-t)}. \quad (2)$$

海-气 CO_2 通量(FCO_2)用公式(3)计算:

$$FCO_2 = k \times s \times \Delta p\text{CO}_2, \quad (3)$$

式中, s 是 CO_2 溶解度(Weiss, 1974), $\Delta p\text{CO}_2$ 是表层海水与大气的 $p\text{CO}_2$ 之差, k 是 CO_2 传输速率. FCO_2 的正值代表海洋向大气释放 CO_2 . k 采用Sweeney等(2007)的经验公式($k(\text{S07})$)计算:

$$k(\text{S07}) = 0.27 U_{10}^2 \times \left(\frac{Sc}{660} \right)^{-0.5}, \quad (4)$$

式中, U_{10} 为海面10m高度的风速, Sc 是表层海水原位温度下的施密特数(Wanninkhof, 1992).

表层海水 $p\text{CO}_2$ 归一化至29°C(2023年8月航次的平均海表温度), 记作 $Np\text{CO}_2$, 根据Takahashi等(1993)计算:

$$Np\text{CO}_2(29^\circ\text{C}) = p\text{CO}_2 e^{0.0423(29-\text{SST})}. \quad (5)$$

由于水体 $p\text{CO}_2$ 随温度发生变化, 而温度归一化的 $Np\text{CO}_2$ 排除了温度的影响, 因此可反映陆源输入、生物过程及水团混合等非温度因素对表层海水 $p\text{CO}_2$ 的

影响.

溶解氧饱和度定义为实测溶解氧浓度与饱和溶解氧浓度的比值. 饱和溶解氧浓度用Benson和Krause(1984)的经验公式计算.

利用 $4.23\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 的关系(Takahashi等, 1993)计算海表温度对表层海水 $p\text{CO}_2$ 的影响. 为量化干旱(长江低径流量)对表层海水 $p\text{CO}_2$ 的影响, 采用Tseng等(2014)基于14年的大量实测数据建立的 $Np\text{CO}_2(25^\circ\text{C})$ 与长江径流量(discharge, 单位: $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)的关系(公式(6), Tseng等, 2014)计算, 然后将 $Np\text{CO}_2(25^\circ\text{C}$, 单位: μatm , $1\text{atm}=1.01325\times 10^5 \text{ Pa}$)用 $4.23\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 的关系(Takahashi等, 1993)计算出2023年8月海表温度或其他温度下的 $p\text{CO}_2$.

$$Np\text{CO}_2(25^\circ\text{C}) = -2.71 \times \text{discharge} + 427. \quad (6)$$

3 结果与讨论

3.1 水文环境

长江多年(2004~2022年)的月平均流量为 $1.4 \times 10^4 \sim 4.9 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 冬季低, 夏季高. 2023年春季至夏季长江流域干旱, 6~8月的月均流量仅为 $2.6 \times 10^4 \sim 3.0 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 相当于长期月平均流量的60%(图2).

调查区域海表温度范围为 $25.6 \sim 31.0^\circ\text{C}$, 其中大部分海域高于 28.0°C (图3a). 调查区域西南角水温较低, 远岸区域水温较高. 海表盐度范围为 $7.8 \sim 34.1$, 近岸较低而远岸较高; 盐度低于32.0的区域仅占调查区域的1/3左右(图3b).

3.2 $p\text{CO}_2$ 、溶解氧及海-气 CO_2 通量分布

表层海水 $p\text{CO}_2$ 范围为 $110 \sim 910 \mu\text{atm}$, 空间分布呈斑块状. 低 $p\text{CO}_2$ (<360 μatm)主要位于长江口外及杭州湾外水域, 高 $p\text{CO}_2$ (>400 μatm)主要位于调查区域东南开阔海区. 然而, 长江口和杭州湾近岸也存在很高的 $p\text{CO}_2$ (>500 μatm)(图3c). 调查区域表层海水 $p\text{CO}_2$ 均值为 $(427 \pm 154) \mu\text{atm}$. 温度归一化至 29°C 的 $Np\text{CO}_2$ 空间分布特征与原位 $p\text{CO}_2$ 相似, 但变化幅度较小(图3d). 大气 $p\text{CO}_2$ 范围为 $394 \sim 404 \mu\text{atm}$, 空间差异远小于表层海水 $p\text{CO}_2$.

表层水溶解氧饱和度范围为 $71\% \sim 250\%$, 空间分布特征与 $p\text{CO}_2$ 相反. 长江口外低 $p\text{CO}_2$ 区域的溶解氧饱和度高于150%, 而近岸高 $p\text{CO}_2$ 区域的溶解氧饱和度低

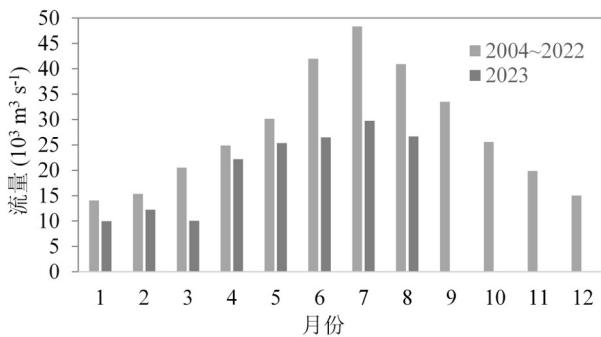


图2 2004~2022年长江的月平均流量及2023年的月平均流量
长江大通站的数据, 数据来自中华人民共和国水利部, <http://xxfb.hydroinfo.gov.cn/>

于90%。调查区域东南开阔海域的溶解氧饱和度约为100% (图3e)。

调查期间海-气CO₂通量介于-20.6(短期CO₂汇)至35.9(短期CO₂源)mmol m⁻² d⁻¹。CO₂强源($FCO_2 > 10$ mmol m⁻² d⁻¹)位于长江口和杭州湾近岸海域, 而强汇($FCO_2 < -5$ mmol m⁻² d⁻¹)零星分布于低pCO₂区(图3f)。东南开阔海域为CO₂的弱源至中等强度的源(FCO_2 为0~5 mmol m⁻² d⁻¹)。调查区域的平均海-气CO₂通量为(3.0 ± 8.9) mmol m⁻² d⁻¹, 表明该区域在调查期间总体为CO₂的弱源至中等强度的源。

3.3 表层海水pCO₂的主要调控因素

温度对海水pCO₂有显著影响。由于海表温度空间

变化巨大, 因此很难确定热力学调控的表层海水pCO₂范围。将pCO₂主要受温度调控的开阔海域的NpCO₂经温度校正到海表温度, 就得到热力学调控的表层海水pCO₂范围。以开阔海域NpCO₂(29 °C)的最高值(440 μatm)和最低值(390 μatm)作为热力学调控的NpCO₂上限和下限, 则热力学调控的表层海水pCO₂范围为 $390 \times e^{0.0423 \times (SST - 29)}$ 至 $440 \times e^{0.0423 \times (SST - 29)}$ μatm(图4a中的点线)。大部分海域的pCO₂高于或低于热力学控制的pCO₂范围(图4a), 表明海表温度不是调控表层海水pCO₂的唯一因素。近岸低盐区的pCO₂高于热力学调控pCO₂的上限, 或低于热力学控制pCO₂的下限。需要注意的是, 即使pCO₂低于热力学控制的pCO₂的下限, 或在热力学控制的pCO₂范围之内, 也未必是大气CO₂的汇。这是因为CO₂的源汇取决于海水pCO₂与大气pCO₂之差。

NpCO₂在近岸较高, 但高值区的面积很小。NpCO₂与盐度无明显关系(图4b)。以与大气平衡的表层海水pCO₂($pCO_{2, temp}$)为参考, 表层海水pCO₂与 $pCO_{2, temp}$ 之差反映非热力学过程调控的pCO₂(Zhai等, 2025)。

$$pCO_{2, temp} = pCO_{2, air} e^{0.0423(SST - 29)}, \quad (7)$$

式中, $pCO_{2, air}$ 是航次期间平均海表温度下的平均大气pCO₂(398.7 μatm)。因此, $pCO_{2, temp}$ 是假定与大气CO₂达到平衡时的表层海水pCO₂。

图4c与以前的观测结果基本一致。近岸高pCO₂由

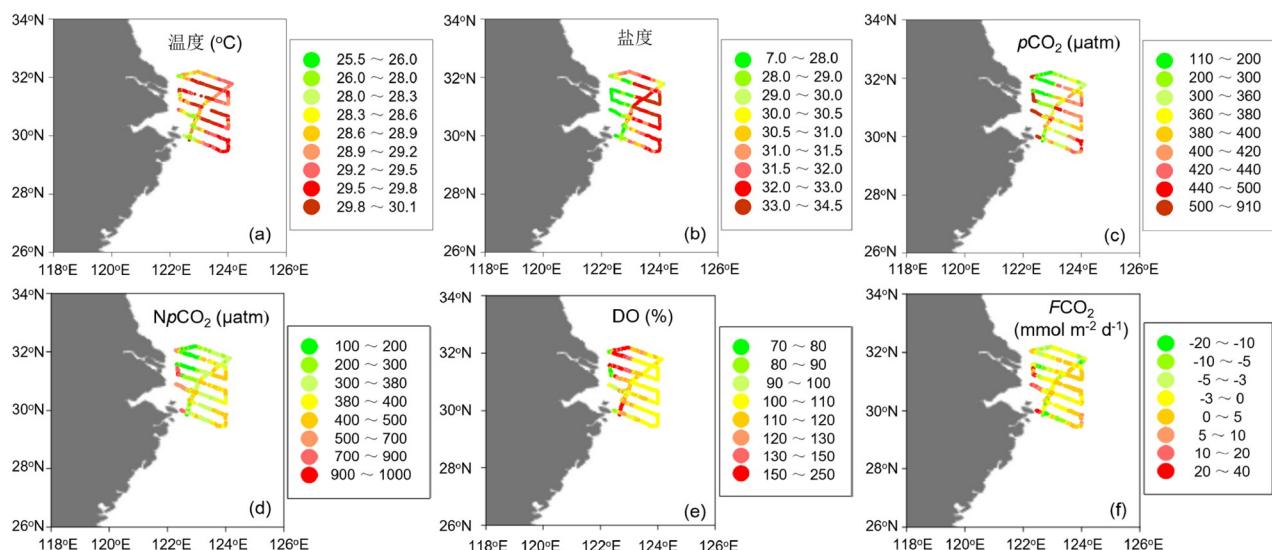


图3 表层海水温度、盐度、pCO₂和海-气CO₂通量(FCO_2)的空间分布

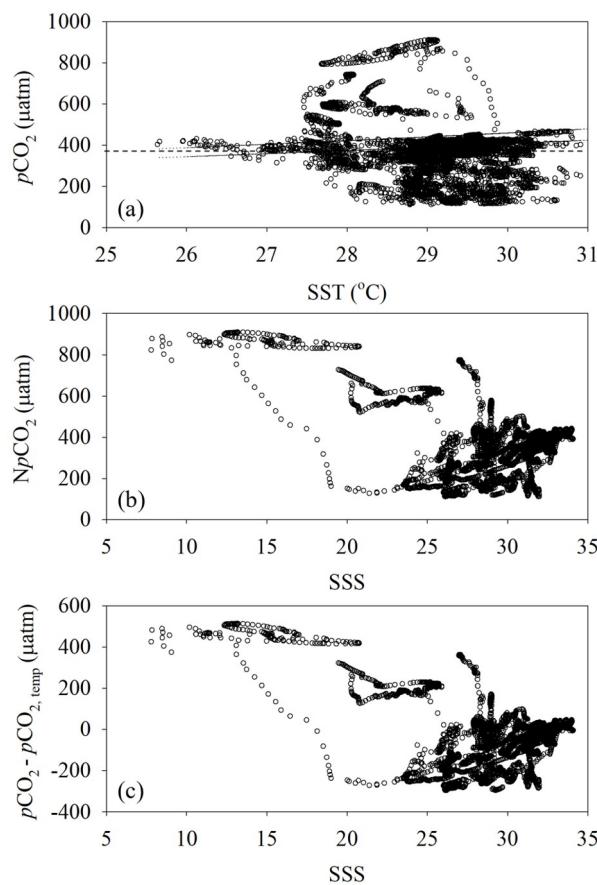


图 4 表层海水 $p\text{CO}_2$ 、 NpCO_2 及 $p\text{CO}_2-p\text{CO}_{2,\text{temp}}$ 与海表温度和盐度的关系

(a) $p\text{CO}_2$ 海表温度(SST)的关系; (b) 温度归一化到29℃的 $p\text{CO}_2$ (NpCO_2)与海表盐度(SSS)的关系; (c) $p\text{CO}_2-p\text{CO}_{2,\text{temp}}$ 与海表盐度的关系。(a)中的点线代表 $390 \times e^{0.0423 \times (\text{SST}-29)}$ 和 $440 \times e^{0.0423 \times (\text{SST}-29)}$ μatm, 水平虚线代表大气 $p\text{CO}_2$

陆源输入、原位生物地球化学过程产生 CO_2 或次表层高 $p\text{CO}_2$ 水体涌升所致(Zhai和Dai, 2009; Guo等, 2021);低 $p\text{CO}_2$ 则由浮游植物吸收所致(Zhai和Dai, 2009; Guo等, 2021)。表层海水 $p\text{CO}_2$ 的斑块状分布是河口高 $p\text{CO}_2$ 水体输入、生物吸收、高 $p\text{CO}_2$ 次表层水混合及夏季升温效应(使 $p\text{CO}_2$ 升高)共同作用的结果(图3a和3c)。

3.4 夏季干旱和高温把长江口外东海陆架从大气 CO_2 的汇变成 CO_2 的源

长江营养盐输入通量主要受长江流量调控(Gao等, 2012; Wang等, 2019), 因此长江径流量是东海陆架浮游植物生物量的主要调控因子(Gong等, 2011)。2023年8月长江的低径流量导致调查区域浮游植物生物量

明显降低, 叶绿素a浓度仅为多年(2004~2022年)8月平均值的50%, 高叶绿素区域的面积也明显缩小(图5)。实测数据显示, 长江冲淡水区表层海水 $p\text{CO}_2$ 随叶绿素a浓度的升高而降低(Guo等, 2015)。因此, 2023年8月底的叶绿素a浓度, 低浮游植物 CO_2 吸收量导致表层海水 $p\text{CO}_2$ 较高。

大量现场实测数据显示, 长江冲淡水区夏季通常表现为大气 CO_2 的汇(Chou等, 2009; Tseng等, 2014; Guo等, 2015)。而2023年8月调查区域总体表现为大气 CO_2 的源, 这与该区域夏季典型的碳汇特征相反。Guo等(2015)根据东海不同区域的物理-生物地球化学特征, 将东海陆架划分为5个区域, 本研究的调查区域位于区域I(图6的实线框)。该区域是长江冲淡水区。多年观测数据表明该区域夏季总体表现为大气 CO_2 的汇, 强度为 $1.6\sim 10.2\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Guo等, 2015)。下面以2009年8月航次数据为例, 将2023年8月数据与历史数据进行比较。考虑到表层海水 $p\text{CO}_2$ 可能随大气 $p\text{CO}_2$ 的升高而升高, 因此按照每年升高 $2\mu\text{atm}$ 的速率(Guo等, 2015), 在2009年8月航次数据上加 $28\mu\text{atm}$, 将2009年8月的数据归一化到2023年8月。归一化的2009年8月表层海水 $p\text{CO}_2$ 结果如图6b所示。

2023年8月的表层海水 $p\text{CO}_2$ 明显高于2009年8月(图6)。2023年8月航次的 $p\text{CO}_2$ 介于 $110\sim 910\mu\text{atm}$, 超过一半区域的 $p\text{CO}_2$ 高于 $400\mu\text{atm}$ (图6a), 海-气 CO_2 通量均值为 $3.0\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。相比之下, 2009年8月的 $p\text{CO}_2$ 明显低, 普遍低于 $360\mu\text{atm}$, 仅长江口近岸海域较高($>400\mu\text{atm}$)(图6b)。2009年8月区域I(实线框)的平均海-气 CO_2 通量为 $-8.4\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。由于虚线框(2023年8月的调查区域)以外东南海域的 $p\text{CO}_2$ 相对较高($>400\mu\text{atm}$), 因此虚线框内(2023年8月的调查区域)2009年8月的碳汇应该更强(图6b)。综上所述, 与其他夏季航次期间的海-气 CO_2 通量(Tseng等, 2014; Guo等, 2015)相比, 2023年8月调查区域为大气 CO_2 的源, 这与该区域夏季通常表现为 CO_2 的汇的情况相反。

基于十几个夏季航次的现场观测数据的研究发现, 研究区域温度归一化至 25°C 的 $p\text{CO}_2$ (NpCO_2)与长江径流量存在定量关系(公式(6))。2023年8月研究区域的平均海表温度为 29.06°C , 长江流量为 $26.68 \times 10^3 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$, 由公式(6)和温度影响因子($4.23\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)估算的表层海水 $p\text{CO}_2$ 为 $419\mu\text{atm}$ 。这个结果与实测结果($427\mu\text{atm}$)一致。若采用多年(2004~2022年)8月的平均流量

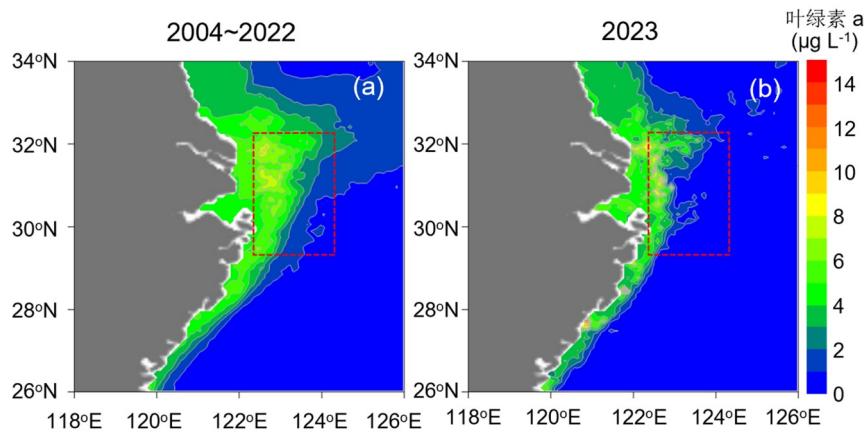
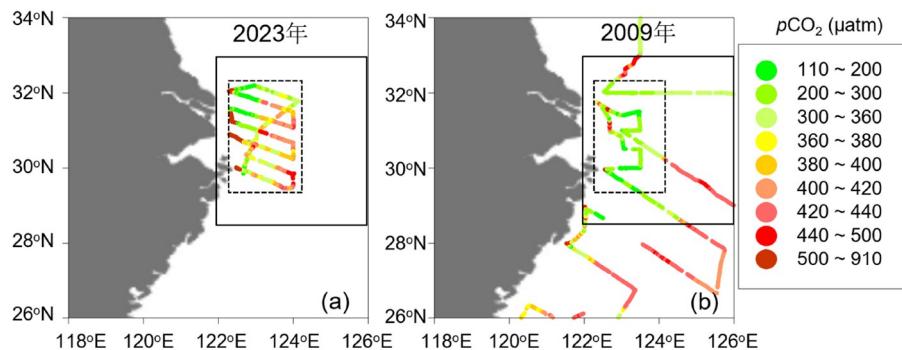


图 5 2004~2022年8月(a)和2023年8月(b)叶绿素a浓度的空间分布

月平均叶绿素a浓度来源于亚太数据研究中心网站, http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/satellite_product/MODIS_Aqua/chla_map-ped_mon_4km, 数据由NASA Aqua卫星搭载的中分辨率成像光谱仪测定; 红色虚线框是2023年8月的调查区域

图 6 2023年8月的表层海水 $p\text{CO}_2$ (a)与2009年8月(b)的比较

2009年8月的数据来自Guo等(2015)并加了28 μatm , 实线框是Guo等(2015)的调查区域I, 虚线框是2023年8月航次的调查区域

($40.90 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), 则 $p\text{CO}_2$ 估算结果为373 μatm (图7). 表明2023年8月长江径流量的降低导致长江口的 $p\text{CO}_2$ 明显升高.

此外, 高温对2023年8月的高 $p\text{CO}_2$ 也起到了重要作用. 2023年8月航次的平均海表温度(29.06°C)高于Tseng等(2014)和Guo等(2015)的诸多夏季航次的温度. 遥感数据显示, 调查区域2023年8月的海表温度较多年8月的平均温度高约 1°C (图8). 根据 $p\text{CO}_2$ 随温度的变化率(4.23°C^{-1} , Takahashi等, 1993), 在多年(2004~2022年)8月平均径流量和多年(2004~2022)8月平均海表温度下, 表层海水 $p\text{CO}_2$ 为357 μatm . 2023年8月海表温度(29.06°C)下的 $p\text{CO}_2$ 估算值(373 μatm)比用多年8月平均温度下的 $p\text{CO}_2$ (357 μatm)高16 μatm (图7), 表明2023年8月的异常高温使 $p\text{CO}_2$ 升高了16 μatm .

在2023年8月长江径流量的情况下, 若海表温度从 29.0°C 降至 24.0°C , 表层海水 $p\text{CO}_2$ 从418 μatm 降低80 μatm 至338 μatm (图9a). 当海表温度低于 27.9°C 时, 即使在2023年8月的低流量下, 表层海水 $p\text{CO}_2$ 也低于大气 $p\text{CO}_2$. 在与2023年8月航次相同的大气 $p\text{CO}_2$ 和风速条件下, 若海表温度从 29.0°C 降低至 24.0°C , 则海-气 CO_2 通量从 $0.90 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (源)降低至 $-2.77 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (汇)(图9b). 相反, 在8月的多年平均流量下, 即便海表温度升高到 30.0°C , 研究区域仍然是大气 CO_2 的汇(图9). 因此, 2023年8月的干旱和高温共同导致研究区域从大气 CO_2 的汇变成 CO_2 的源.

需要指出的是, 上述简单的估算过程并非为了准确模拟表层海水 $p\text{CO}_2$ 和海-气 CO_2 通量, 而是为了解释研究区域2023年8月反常地成为 CO_2 的源的原因. 长江

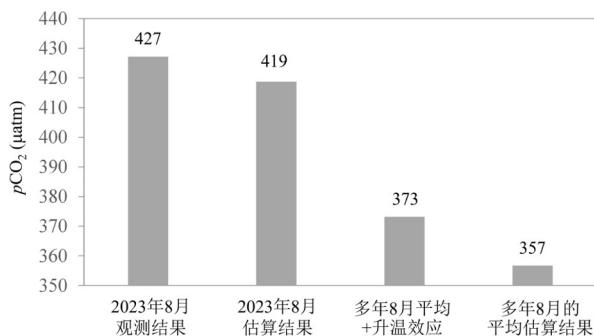


图 7 研究区域表层海水 $p\text{CO}_2$ 观测结果与估算结果的对比
数字是 $p\text{CO}_2$ 测定或估算结果; “多年8月平均+升温效应”是用多年8月长江的平均流量和2023年8月的平均温度(比多年8月的平均温度高约1℃)计算的结果; “多年8月的平均估算结果”是用长江多年8月的平均流量和多年8月的平均温度计算的结果; 长江径流量为大通水文站的数据, 多年8月的平均流量为2004~2022年8月的平均值, 数据来自中华人民共和国水利部(<http://xxfb.hydroinfo.gov.cn/>); 多年8月的平均温度(28.0℃)为2004~2022年8月的平均温度, 数据来自亚太数据研究中心公共获取产品网站(http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/NOAA_SST/OISST/Monthly_high_res/sst)

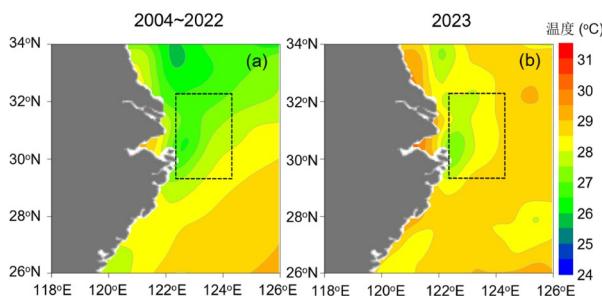


图 8 2004~2022年8月(a)和2023年8月(b)平均海表温度的空间分布

虚线框是2023年8月的调查区域, 月平均海表温度来自亚太数据研究中心公共获取产品网站(http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/NOAA_SST/OISST/Monthly_high_res/sst)

径流量降低和温度升高的共同作用导致研究区域从大气 CO_2 的汇变成 CO_2 的源, 这可用图10形象地表示出来。在全球变暖与极端天气事件频次增多的背景下, 边缘海, 尤其是受大河影响的边缘海的 CO_2 源汇格局会更加复杂, 垂直开展深入的调查研究。

4 结论

本文报道长江口外东海陆架表层海水 $p\text{CO}_2$ 和海-气 CO_2 通量的现场观测结果, 发现在2023年8月的干旱

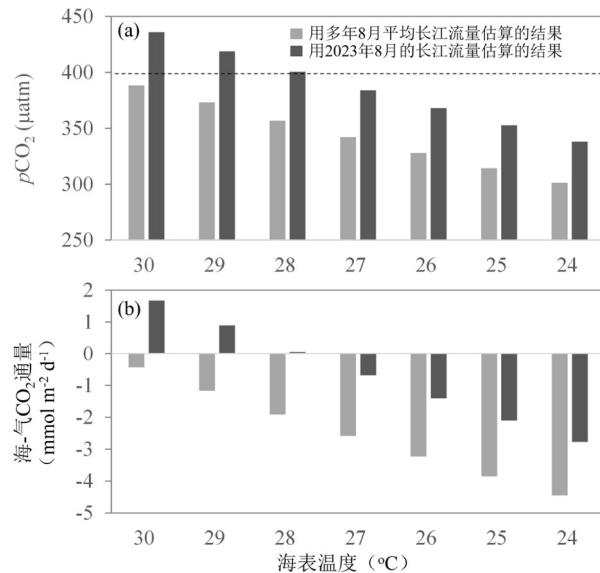


图 9 估算的表层海水 $p\text{CO}_2$ (a)和海-气 CO_2 通量(b)随海表温度的变化

8月的多年平均流量是2004~2022年8月的平均流量, (a)中的虚线表示大气 $p\text{CO}_2$ 水平值

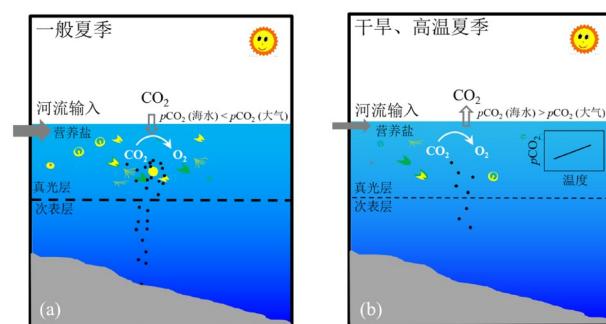


图 10 长江径流量降低和高温使长江口外东海陆架从 CO_2 的汇变成 CO_2 的源的概念模型

(a) 典型夏季条件, (b) 干旱、高温条件。黄色符号和黑色圆点分别表示浮游植物和颗粒有机物, 粗虚线和细虚线分别代表强层化和弱层化

和高温条件下, 长江口外东海陆架从典型的 CO_2 的汇变成 CO_2 的源。长江径流量对东海陆架 CO_2 源汇转变起关键作用。2023年8月的长江淡水输入量的减少降低了浮游植物对 CO_2 的吸收量, 导致表层海水 $p\text{CO}_2$ 大幅升高。此外, 2023年8月的相对高温进一步加剧了 $p\text{CO}_2$ 的升高。干旱和高温的共同作用致使研究区域从 CO_2 的汇变成 CO_2 的源。在全球变化的背景下, 受大河影响的边缘海的 CO_2 源汇格局更趋复杂, 垂直加强调查研究。

致谢 感谢“延平Ⅱ”号全体船员的支持及首席科学家杨进宇博士的帮助,感谢审稿人的意见和建议。

参考文献

- 胡敦欣, 杨作升. 2001. 东海海洋通量关键过程. 北京: 海洋出版社
- Benson B B, Krause Jr. D. 1984. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnol Oceanogr*, 29: 620–632
- Carpenter J H. 1965. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. *Limnol Oceanogr*, 10: 141–143
- Chen C T A, Wang S L. 1999. Carbon, alkalinity and nutrient budgets on the East China Sea continental shelf. *J Geophys Res*, 104: 20675–20686
- Chou W C, Gong G C, Sheu D D, Jan S, Hung C C, Chen C C. 2009. Reconciling the paradox that the heterotrophic waters of the East China Sea shelf act as a significant CO₂ sink during the summertime: Evidence and implications. *Geophys Res Lett*, 36: L15607
- Chou W C, Gong G C, Tseng C M, Sheu D D, Hung C C, Chang L P, Wang L W. 2011. The carbonate system in the East China Sea in winter. *Mar Chem*, 123: 44–55
- Dai A G, Trenberth K E. 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J Hydrometeorol*, 3: 660–687
- Dai M H, Su J Z, Zhao Y Y, Hofmann E E, Cao Z M, Cai W J, Gan J P, Lacroix F, Laruelle G G, Meng F F, Müller J D, Regnier P A G, Wang G, Wang Z. 2022. Carbon fluxes in the coastal ocean: Synthesis, boundary processes, and future trends. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 50: 593–626
- Fassbender A J, Rodgers K B, Palevsky H I, Sabine C L. 2018. Seasonal asymmetry in the evolution of surface ocean $p\text{CO}_2$ and pH thermodynamic drivers and the influence on sea-air CO₂ flux. *Glob Biogeochem Cycle*, 32: 1476–1497
- Gao L, Li D J, Ding P X. 2009. Quasi-simultaneous observation of currents, salinity and nutrients in the Changjiang (Yangtze River) plume on the tidal timescale. *J Mar Syst*, 75: 265–279
- Gao L, Li D, Zhang Y. 2012. Nutrients and particulate organic matter discharged by the Changjiang (Yangtze River): Seasonal variations and temporal trends. *J Geophys Res*, 117: G04001
- Gong G C, Liu K K, Chiang K P, Hsiung T M, Chang J, Chen C C, Hung C C, Chou W C, Chung C C, Chen H Y, Shiah F K, Tsai A Y, Hsieh C H, Shiao J C, Tseng C M, Hsu S C, Lee H J, Lee M A, Lin I, Tsai F. 2011. Yangtze River floods enhance coastal ocean phytoplankton biomass and potential fish production. *Geophys Res Lett*, 38: L13603
- Guo X H, Zhai W D, Dai M H, Zhang C, Bai Y, Xu Y, Li Q, Wang G Z. 2015. Air-sea CO₂ fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations. *Biogeosciences*, 12: 5495–5514
- Guo X H, Yao Z T, Gao Y, Luo Y H, Xu Y, Zhai W D. 2021. Seasonal variability and future projection of ocean acidification on the East China Sea shelf off the Changjiang estuary. *Front Mar Sci*, 8: 770034
- Hales B, Takahashi T, Bandstra L. 2005. Atmospheric CO₂ uptake by a coastal upwelling system. *Glob Biogeochem Cycle*, 19: GB1009
- Huang W J, Cai W J, Wang Y C, Lohrenz S E, Murrell M C. 2015. The carbon dioxide system on the Mississippi River-dominated continental shelf in the northern Gulf of Mexico: 1. Distribution and air-sea CO₂ flux. *J Geophys Res-Oceans*, 120: 1429–1445
- Kim D, Choi S H, Shim J H, Kim K H, Kim C H. 2013. Revisiting the seasonal variations of sea-air CO₂ fluxes in the northern East China Sea. *Terr Atmos Ocean Sci*, 24: 409–419
- Labasque T, Chaumery C, Aminot A, Kerfoot G. 2004. Spectrophotometric Winkler determination of dissolved oxygen: Re-examination of critical factors and reliability. *Mar Chem*, 88: 53–60
- Laruelle G G, Cai W J, Hu X P, Gruber N, Mackenzie F T, Regnier P. 2018. Continental shelves as a variable but increasing global sink for atmospheric carbon dioxide. *Nat Commun*, 9: 454
- Lee H J, Chao S Y. 2003. A climatological description of circulation in and around the East China Sea. *Deep Sea Res Part II*, 50: 1065–1084
- Lei S P, Bu D Z, Guo X H, Xu Y, Yang Y, An S Q, Li Y, Pang J Y, Zhou K B. 2024. Mitigation of hypoxia and ocean acidification on the inner East China Sea shelf impacted by the 2023 summer drought. *Mar Pollut Bull*, 207: 116830
- Li H M, Tang H J, Shi X Y, Zhang C S, Wang X L. 2014. Increased nutrient loads from the Changjiang (Yangtze) River have led to increased Harmful Algal Blooms. *Harmful Algae*, 39: 92–101
- Liu Z Q, Gan J P, Wu H, Hu J, Cai Z, Deng Y. 2021. Advances on coastal and estuarine circulations around the Changjiang estuary in the recent decades (2000–2020). *Front Mar Sci*, 8: 615929
- Shim J H, Kim D, Kang Y C, Lee J H, Jang S T, Kim C H. 2007. Seasonal variations in $p\text{CO}_2$ and its controlling factors in surface seawater of the northern East China Sea. *Cont Shelf Res*, 27: 2623–2636
- Sweeney C, Gloor E, Jacobson A R, Key R M, McKinley G, Sarmiento J L, Wanninkhof R. 2007. Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Glob Biogeochem Cycle*, 21: GB2015
- Takahashi T, Olafsson J, Goddard J G, Chipman D W, Sutherland S C. 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Glob Biogeochem Cycle*, 7:

843–878

- Tseng C M, Liu K K, Gong G C, Shen P Y, Cai W J. 2011. CO₂ uptake in the East China Sea relying on Changjiang runoff is prone to change. *Geophys Res Lett*, 38: L24609
- Tseng C M, Shen P Y, Liu K K. 2014. Synthesis of observed air-sea CO₂ exchange fluxes in the river-dominated East China Sea and improved estimates of annual and seasonal net mean fluxes. *Biogeosciences*, 11: 3855–3870
- Tsunogai S, Watanabe S, Nakamura J, Ono T, Sato T. 1997. A preliminary study of carbon system in the East China Sea. *J Oceanogr*, 53: 9–17
- Tsunogai S, Watanabe S, Sato T. 1999. Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus B*, 51: 701
- Wang H, Yan H, Zhou F, Li B, Zhuang W, Yang Y. 2019. Dynamics of nutrient export from the Yangtze River to the East China Sea. *Estuar Coast Shelf Sci*, 229: 106415
- Wang S L, Chen C T A, Hong G H, Chung C S. 2000. Carbon dioxide and related parameters in the East China Sea. *Cont Shelf Res*, 20: 525–544
- Wang Z H A, Wanninkhof R, Cai W J, Byrne R H, Hu X P, Peng T H, Huang W J. 2013. The marine inorganic carbon system along the Gulf of Mexico and Atlantic coasts of the United States: Insights from a transregional coastal carbon study. *Limnol Oceanogr*, 58: 325–342
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J Geophys Res*, 97: 7373–7382
- Weiss R F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Mar Chem*, 2: 203–215
- Weiss R F, Price B A. 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar Chem*, 8: 347–359
- Wu Y X, Dai M H, Guo X H, Chen J S, Xu Y, Dong X, Dai J W, Zhang Z R. 2021. High-frequency time-series autonomous observations of sea surface *pCO₂* and pH. *Limnol Oceanogr*, 66: 588–606
- Yang D, Yin B, Liu Z, Feng X. 2011. Numerical study of the ocean circulation on the East China Sea shelf and a Kuroshio bottom branch northeast of Taiwan in summer. *J Geophys Res*, 116: C05015
- Yu S J, Song Z G, Bai Y, Guo X H, He X Q, Zhai W D, Zhao H D, Dai M H. 2023. Satellite-estimated air-sea CO₂ fluxes in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea: Patterns and variations during 2003–2019. *Sci Total Environ*, 904: 166804
- Yu S J, Wang Z, Jiang Z, Li T, Ding X, Wei X, Liu D. 2024. Marine heatwave and terrestrial drought reduced CO₂ uptake in the East China Sea in 2022. *Remote Sens*, 16: 849
- Yuan D, Li Y, Wang B, He L, Hirose N. 2017. Coastal circulation in the southwestern Yellow Sea in the summers of 2008 and 2009. *Cont Shelf Res*, 143: 101–117
- Zhai W D, Dai M H. 2009. On the seasonal variation of air-sea CO₂ fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea. *Mar Chem*, 117: 2–10
- Zhai W D, Dai M H, Cai W J, Wang Y C, Hong H S. 2005. The partial pressure of carbon dioxide and air-sea fluxes in the northern South China Sea in spring, summer and autumn. *Mar Chem*, 96: 87–97
- Zhai W D, Dai M H, Chen B S, Guo X H, Li Q, Shang S L, Zhang C Y, Cai W J, Wang D X. 2013. Seasonal variations of sea-air CO₂ fluxes in the largest tropical marginal sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements. *Biogeosciences*, 10: 7775–7791
- Zhai W D, Guo X H, Bai Y, He X Q, Tang K, Dai M H. 2025. Surface CO₂ partial pressure and air-sea CO₂ flux on the China side of the South Yellow Sea based on multiple-year underway measurements during 2005–2011 and comparison with results for 2011–2018. *Prog Oceanogr*, 234: 103466
- Zhang J, Liu S M, Ren J L, Wu Y, Zhang G L. 2007. Nutrient gradients from the eutrophic Changjiang (Yangtze River) Estuary to the oligotrophic Kuroshio waters and re-evaluation of budgets for the East China Sea Shelf. *Prog Oceanogr*, 74: 449–478

(责任编辑: 翟知湣)