

渤海夏季海水 $p\text{CO}_2$ 分布及其调控机制研究

尹晓敏¹, 邓雪^{2,3}, 魏雅雯², 刘茜¹

(1.中国海洋大学 深海圈层与地球系统前沿科学中心和海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 山东青岛 266100; 2.国家海洋环境监测中心, 辽宁大连, 116023; 3.天津科技大学 天津市海洋资源与化学重点实验室, 天津, 300457)

摘要: 科学评估近海海水二氧化碳分压 ($p\text{CO}_2$) 的分布及其调控机制对于评估我国海域海-气 CO_2 交换通量和实现“碳中和”目标具有重要意义。本研究利用 2014 年和 2021 年夏季现场调查数据, 分析了渤海海水 $p\text{CO}_2$ 的分布特征、控制因素以及海-气 CO_2 交换通量。研究结果表明: (1) 2014 年 8 月渤海海域 $p\text{CO}_2$ 为 270~1060 μatm , 高值区位于辽东湾、渤海湾和莱州湾; 2021 年 8 月渤海中部海域 $p\text{CO}_2$ 为 313~697 μatm , 高值区位于渤海海峡及近黄河口区域。(2) 皮尔逊相关性分析结果显示, 生物活动是影响渤海夏季 $p\text{CO}_2$ 分布的主要因素; 高 $p\text{CO}_2$ 河流的输入使得渤海 $p\text{CO}_2$ 本底值较高, 随着离岸距离的增加, 逐渐增强的生物光合作用使得渤海中部海域 $p\text{CO}_2$ 有所降低。(3) 夏季渤海是大气 CO_2 的源, 各海域海-气 CO_2 交换通量存在差异, 莱州湾最高, 辽东湾和渤海湾相近, 中部海域最低。

关键词: 渤海; 海水 $p\text{CO}_2$; 时空分布; 影响因素; 海-气 CO_2 交换通量

中图分类号: P734; X142 文献标识码: A 文章编号: 1007-6336(2025)02-0201-11

Study on the distribution and regulation mechanism of $p\text{CO}_2$ in the Bohai Sea in summer

YIN Xiaomin¹, DENG Xue^{2,3}, WEI Yawen², LIU Qian¹

(1.Frontiers Science Center for Deep Ocean Multispheres and Earth System, and Key Laboratory of Marine Chemistry Theory and Technology, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2.National Marine Environment Monitoring Center, Dalian 116023, China; 3.Tianjin Key Laboratory of Marine Resources and Chemistry, Tianjin University of Science and Technology, Tianjin 300457, China)

Abstract: The scientific assessment of the distribution and mechanism of seawater partial pressure of carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) in the coastal sea is important for evaluating the air-sea CO_2 exchange flux over China seas and achieving the goal of “carbon neutrality”. In this study, we investigated the distribution, controlling factors, and air-sea CO_2 exchange flux in the Bohai Sea using the underway data from the summer of 2014 and 2021. The results showed that (1) the Bohai Sea $p\text{CO}_2$ ranged from 270 to 1060 μatm in August 2014, and the high values occurred in the Liaodong Bay, Bohai Bay, and Laizhou Bay; while $p\text{CO}_2$ in the central region of the Bohai Sea ranged from 313 to 697 μatm in August 2021, and the high values occurred near the Bohai Strait and the Yellow River estuary. (2) Based on the Pearson correlation analysis, biological activity was the main factor affecting the distribution of $p\text{CO}_2$ in the Bohai Sea in summer, and freshwater input from high $p\text{CO}_2$ rivers led

收稿日期: 2024-02-26, 修订日期: 2024-04-25

基金项目: 国家海洋环境监测中心博士科研启动基金(2022-Z-302); 天津市海洋资源与化学重点实验室(天津科技大学)开放基金资助项目(202204); 国家自然科学基金面上基金项目(42276040)

作者简介: 尹晓敏(1999-), 女, 安徽马鞍山人, 硕士, 主要研究方向为海洋化学, Email: yinxiaomin482@163.com

通信作者: 邓雪(1992-), 女, 山东枣庄人, 博士, 主要研究方向为海洋化学, Email: xdeng@nmec.org.cn

to a high background value of $p\text{CO}_2$ in the Bohai Sea; the enhanced biological photosynthesis led to a decrease in $p\text{CO}_2$ in the central region of the Bohai Sea as the offshore distance increases. (3) The Bohai Sea was a source of atmospheric CO_2 in summer; there were differences in the air-sea CO_2 exchange flux between different regions; that was, the air-sea CO_2 exchange flux in the Laizhou Bay was higher than Liaodong Bay and Laizhou Bay, while the central Bohai Sea had the lowest air-sea CO_2 exchange flux.

Key words: Bohai Sea; seawater $p\text{CO}_2$; spatial and temporal distributions; influencing factors; air-sea CO_2 exchange flux

化石燃料燃烧、水泥生产和土地利用变化等人类活动导致大气 CO_2 浓度逐年增加,且增长率逐年上升^[1-3]。NOAA 夏威夷观测站(Mauna Loa, Hawaii)的数据显示,大气 CO_2 浓度从工业革命前期的 280 ppm 上升至目前的 424 ppm (<https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/index.html>),持续增加的大气 CO_2 浓度引发了一系列生态问题,包括全球变暖、海洋酸化等,威胁着生态系统健康和人类可持续发展。海洋作为大气 CO_2 重要的汇,每年吸收大气 CO_2 约 2 Gt C,在调节大气 CO_2 浓度中扮演着重要角色;如果没有海洋的调节作用,大气 CO_2 浓度将比目前高 55 ppm^[2,4]。海洋通过碳酸盐泵、溶解度泵、生物泵和微生物泵 4 种机制从大气中吸收 CO_2 ,调控海洋 pH 以及碳元素在岩石圈、生物圈、大气圈和海洋圈之间流动^[4-6]。近海虽只占据全球海洋表面积的 7%,却贡献了全球海洋 15%~30% 的初级生产,吸收了全球海洋 9.5%~18% 的 CO_2 (0.19~0.36 Gt C/a)^[4,7];此外,近海是陆地向开阔大洋的过渡区域,受陆源输入和人类活动影响较大,是海-陆-空相互作用最剧烈的区域,该区域的碳通量及其调控过程具有高度的时空变异性^[8]。因此,近海是全球碳循环研究的关键区域,探究近海海水 $p\text{CO}_2$ 的分布特征及其调控机制,评估近海吸收大气 CO_2 的能力,有助于提高全球碳通量估算的准确性,这对理解全球碳循环和实现“碳中和”的战略目标具有重要意义。

关于中国近海 CO_2 的源汇问题,已有不少学者在南海、东海和黄海海域展开了充分的研究。总体上讲,南海全年表现为大气 CO_2 的弱源,除珠江冲淡水区域由于较强的浮游植物初级生产而表现为大气 CO_2 的季节性强汇外,南海海盆和北部陆坡海域几乎全年表现为大气 CO_2 的

源^[9-12];东海全年表现为大气 CO_2 的强汇,这主要归功于长江冲淡水带来的大量营养物质促进了初级生产,以及东海陆架泵(the continental shelf pump)将东海陆架区域吸收的大量 CO_2 及时转移、输送到深海^[13-16]。黄海碳源汇情况复杂多变,既存在区域性差异也存在季节性差异,在全年尺度上表现为大气 CO_2 的弱汇^[17-21]。

目前,关于渤海 CO_2 源汇研究相对薄弱。张云^[22]和尹维翰等^[23]利用有限的大面站实测 $p\text{CO}_2$ 数据,对渤海夏季和渤海全年表层海水 $p\text{CO}_2$ 的分布特征和海-气 CO_2 交换通量进行了初步分析;张乃星等^[24]和 Yuan 等^[25]通过软件计算得到冬季渤海海峡和夏季渤海湾为大气 CO_2 的源的结论。此外,李悦^[26]利用渤海物质质量平衡模型,估算出渤海每年向大气排放 6.53×10^9 kg CO_2 ;孙云明和宋金明^[27]通过温度模拟评估,指出渤海在夏季是大气 CO_2 的源,其他季节为大气 CO_2 的汇;Zhang 等^[28]整合渤海部分海域碳酸盐数据,估算出渤海全年为大气 CO_2 的弱汇,夏季为大气 CO_2 的源。上述研究为我们对渤海碳源汇格局的初步认知奠定了基础,但这些研究基于有限的观测数据和观测区域,缺乏高频率走航观测数据的支持以及对渤海 $p\text{CO}_2$ 分布的全面调查。为了更深入地探究渤海 CO_2 源汇问题,本研究利用 2014 年和 2021 年夏季渤海海域表层海水 $p\text{CO}_2$ 及相关理化参数(温度、盐度和溶解氧)的高频率走航观测数据,通过分析温度变化、物理混合和生物活动对 $p\text{CO}_2$ 时空分布的影响,探究影响渤海夏季 $p\text{CO}_2$ 分布的调控机制,并评估海-气 CO_2 交换通量。研究结果有助于更新对渤海碳源汇格局的认识,以及更深入地了解渤海夏季碳源汇格局的变化特征及控制因素,对预

测中国近海碳源汇格局的未来演变趋势、海洋酸化及其生态环境效应提供数据支持和理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区域

渤海是我国唯一的半封闭型内海,由辽东湾、渤海湾和莱州湾三大海湾以及中部海域组

成,东南部通过渤海海峡与北黄海相连(图 1a)。渤海水体交换能力相对较弱,水体停留时间为 1.5 a ^[29]。渤海沿岸拥有众多河流,其中包括中国七大水系中的黄河水系、海河水系和辽河水系^[30];环渤海区域集聚了大量城市,包括京津冀、山东半岛和辽东半岛等大型城市群,这一区域人口密集、工农业经济尤其是海水养殖业发达,在夏季经常发生赤潮和绿潮等自然灾害^[29]。

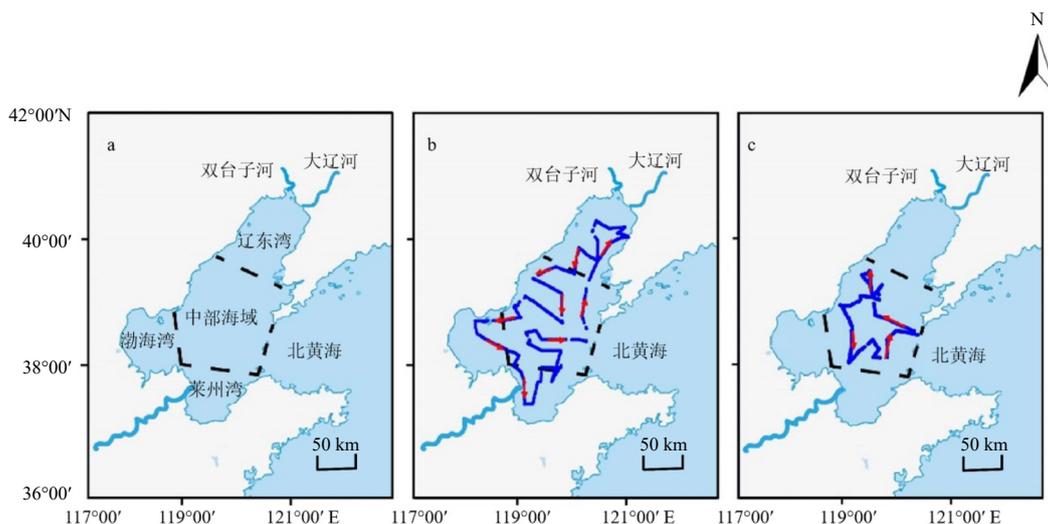


图 1 渤海区域划分(a); 2014年(b)和2021年(c)夏季航次轨迹图(红色箭头为航行方向)

Fig. 1 Regional division of the Bohai Sea (a); the voyage tracks from the summer of 2014 (b) and 2021 (c) (the blue solid lines with red arrows indicate the two cruise tracks)

1.2 航次采样

2014年夏季(8月16日—23日)和2021年夏季(8月26日—30日)分别搭载“意兴轮”和“中国环监001”科考船对渤海海域进行走航观测,航迹线如图1b、图1c所示。其中,2014年观测范围覆盖整个海域,2021年的观测范围集中在渤海中部海域。航次利用走航式二氧化碳分析仪(AS-P2, Apollo)连续测定海表温度(T)、盐度(S)、溶解氧(DO)、 CO_2 分压($p\text{CO}_2$)和大气 CO_2 分压($p\text{CO}_{2,\text{air}}$);同时借助船舶气象仪连续测定距海平面10 m处风速。

1.3 样品分析

大气 $p\text{CO}_2$ 的测定:大气样品由大气采样泵抽取至分析系统,然后经过冷凝器及Nafion干燥管干燥后送至非色散红外分析仪(LI-7000)测定。

海水 $p\text{CO}_2$ 的测定:通过潜水泵采集表层以

下2 m处的海水样品,以 2.5 L/min 的速度送至喷淋式平衡器中,在完成快速的水气平衡后,将平衡后的气体通过冷凝器和干燥器除去大部分的水蒸气,送入由非色散红外分析仪(LI-7000)测定^[31]。

在大气和海水样品测定期间,使用3种不同浓度的 CO_2 标准气体(分别为202 ppm、401 ppm和1010 ppm)每6 h对仪器进行一次校正,其不确定度约为1%^[31]。

1.4 数据处理

1.4.1 $p\text{CO}_2$ 的校正

在走航 $p\text{CO}_2$ 观测中,由检测器测定得到的数值为干燥气体中 CO_2 的摩尔分数($x\text{CO}_2$, ppm),因此我们根据公式(1)–(4)将其转化为平衡器中的 $p\text{CO}_{2,\text{eq}}$,并计算出海表 $p\text{CO}_2$:

$$p\text{CO}_{2,\text{eq}} = x\text{CO}_2 \times (p_{\text{b,eq}} - p_{\text{w,eq}}) \quad (1)$$

$$p_{w,eq} = \exp[24.4543 - 6745.09/T_{eq} - 4.8489 \times \ln(T_{eq}/100) - 0.000544 \times S] \quad (2)$$

$$pCO_2 = pCO_{2,eq} \times \exp[0.0423 \times (T - t_{eq})] \quad (3)$$

$$T_{eq} = t_{eq} + 273.15 \quad (4)$$

式中: $p_{b,eq}$ 是平衡时的大气压力(atm); $p_{w,eq}$ 是 100% 湿度状态下的饱和水汽压(atm), 由平衡器内的温度和现场的盐度计算得到^[32]; T_{eq} 和 S 分别是平衡器内热力学温度(K)和海表盐度; T 和 t_{eq} 分别是海表温度(°C)和平衡器内温度(°C)。

1.4.2 海-气 CO₂ 交换通量计算

海洋吸收或释放 CO₂ 的能力, 通常使用海-气 CO₂ 交换通量进行评估, 计算公式如下:

$$F = K \times (pCO_2 - pCO_{2,air}) \quad (5)$$

式中: F 为海-气 CO₂ 交换通量 [mmol/(m²·d)], 当 F 为正值时, 代表海水向大气释放 CO₂, 即海洋是碳源, 反之, 代表海水吸收大气中的 CO₂, 即海洋是碳汇; $pCO_{2,air}$ 为 2014 年及 2021 年航次期间大气 pCO_2 实测值, 分别为 421 μatm 和 433 μatm; K 为 CO₂ 传输系数, 用于评估大气与海洋间的 CO₂ 交换效率, 计算公式如下:

$$K = k \times \alpha \quad (6)$$

式中: α 为特定温盐条件下 CO₂ 的溶解度, 参考 Weiss^[33] 提出的方法计算; k 为大气和海洋间的 CO₂ 交换系数^[34-35], 计算公式如下:

$$k = 0.251 \times U_{10}^2 \times (660/S_c)^{1/2} \quad (7)$$

式中: U_{10} 为距海平面 10 m 处的风速(m/s); S_c 为 Schmidt 数, 是温度的函数^[33]。

1.4.3 温度标准化的 pCO_2 ($NpCO_2$)

虽然航次时间均为夏季, 但渤海内部不同区域存在温差, 因此本研究参考 Takahashi 等的方法使用 $NpCO_2$ 校正温度对 pCO_2 的影响^[6], 计算公式如下:

$$NpCO_2 = pCO_2 \times e^{0.0423(T^* - T)} \quad (8)$$

式中: $NpCO_2$ 为校正温度影响后的 pCO_2 (μatm); pCO_2 为表层水体实测的 pCO_2 (μatm); T^* 为航次平均温度(°C); T 为海表温度(°C)。

1.4.4 DO% 计算

DO% 通常作为表征水体生物活动的参数, 计算公式如下:

$$DO\% = DO_{\text{实测}}/DO_{\text{计算}} \times 100\% \quad (9)$$

式中: $DO_{\text{实测}}$ 为走航过程中实际测定值;

$DO_{\text{计算}}$ 为根据实测温盐计算的与大气平衡的 DO 饱和值^[36]。如果忽略海-气交换及水体混合的效应, $DO\%$ 大于 100%, 代表初级生产大于生物呼吸; $DO\%$ 小于 100%, 代表生物呼吸大于初级生产。

2 结果与讨论

2.1 表层海水温度与盐度分布特征

2014 年夏季, 渤海表层温度呈现出明显的区域差异, 温度变化范围为 20.86 °C ~ 28.96 °C, 平均值为 (25.36 ± 1.24) °C。莱州湾黄河口附近海水温度最高, 渤海海峡附近海水温度最低。辽东湾、莱州湾、渤海湾和中部海域海水温度平均值分别为 (24.80 ± 1.07) °C、(26.44 ± 2.61) °C、(25.22 ± 1.64) °C 和 (25.15 ± 0.95) °C, 莱州湾海水平均温度最高, 辽东湾海水平均温度最低, 渤海湾和中部海域海水平均温度接近(图 2a)。2021 年夏季渤海中部海域海水温度变化范围为 21.02 °C ~ 26.50 °C, 平均值为 (25.24 ± 0.78) °C。东部海水温度低于西部海域, 主要是因为渤海海峡附近水体的交换能力较强, 可快速与温度较低的北黄海海水进行交换^[37], 而夏季西部海域海水受温度较高的陆源输入影响较为明显(图 2b)。

2014 年夏季表层海水盐度变化范围为 26.50 ~ 30.64, 平均值为 29.64 ± 0.81。渤海海峡附近海域盐度最高, 辽东湾近岸海域和莱州湾黄河口附近海域盐度最低(图 2c)。辽东湾、莱州湾、渤海湾和中部海域盐度平均值分别为 29.21 ± 1.83、29.04 ± 1.33、30.04 ± 0.48 和 30.28 ± 0.27, 辽东湾和莱州湾平均盐度略低于渤海湾和中部海域, 鉴于辽东湾和莱州湾部分观测站位紧邻海岸, 且该区域存在高径流量河流^[30], 低盐度的现象可能是因为受到了淡水输入的影响; 而中部海域平均盐度高于三大海湾, 主要是因为受到淡水输入影响较小且与低温、高盐北黄海海水混合^[37]。2021 年中部海域盐度与 2014 年调查结果相似, 表现出较小的空间变化, 2021 年夏季渤海中部海域表层海水盐度变化范围为 29.54 ~ 31.33, 平均值为 30.69 ± 0.25, 略高于 2014 年夏季中部海域(30.28 ± 0.27)(图 2d)。

2.2 pCO_2 与 DO% 分布特征

2014 年夏季表层海水 pCO_2 变化范围为

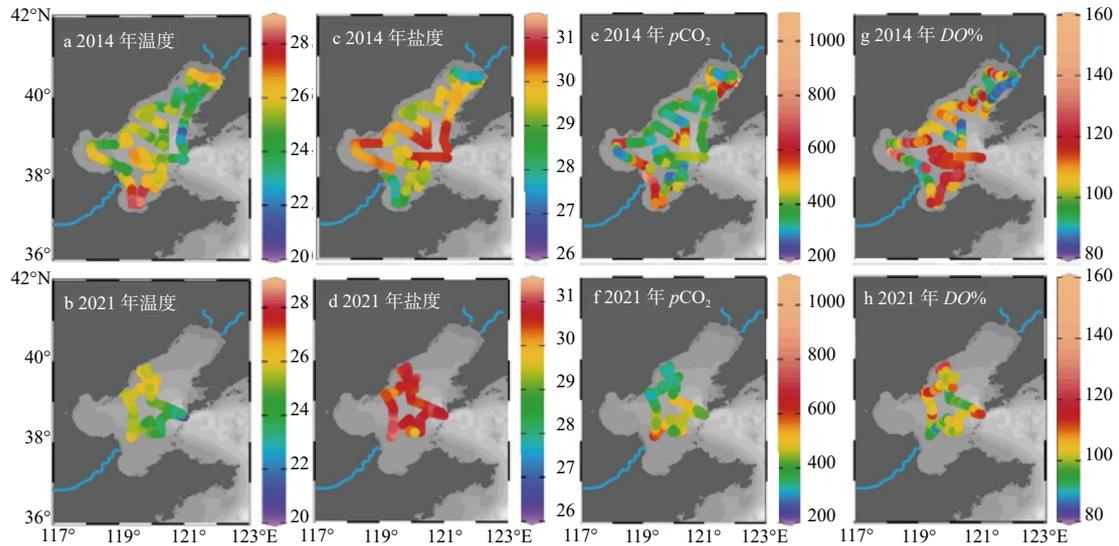


图 2 2014 年夏季渤海温度(a)、盐度(c)、 $p\text{CO}_2$ (e)、 $\text{DO}\%$ (g); 2021 年夏季渤海中部海域温度(b)、盐度(d)、 $p\text{CO}_2$ (f)、 $\text{DO}\%$ (h)分布

Fig. 2 Distributions of temperature (a), salinity (c), $p\text{CO}_2$ (e), $\text{DO}\%$ (g) in the Bohai Sea in summer 2014; and temperature (b), salinity (d), $p\text{CO}_2$ (f), $\text{DO}\%$ (h) in the Central Bohai Sea in summer 2021

270 ~ 1060 μatm , 平均值为 (460 ± 141) μatm , 辽东湾、莱州湾、渤海湾、中部海域 $p\text{CO}_2$ 平均值分别为 (673 ± 387) μatm 、 (531 ± 169) μatm 、 (478 ± 213) μatm 、 (409 ± 91) μatm , 呈现三大海湾高、中部海域低的分布特征(图 2e)。2021 年夏季中部海域 $p\text{CO}_2$ 总体变化范围为 313 ~ 697 μatm , 平均值为 (431 ± 73) μatm , 2021 年夏季中部海域 $p\text{CO}_2$ 略高于 2014 年夏季中部海域 $[(409 \pm 91)$ $\mu\text{atm}]$ (图 2f)。2014 年夏季和 2021 年夏季中部海域 $p\text{CO}_2$ 高值集中在渤海海峡和黄河口附近海域, 低值主要集中在中部海域的西北沿岸海域。

2014 年夏季 $\text{DO}\%$ 变化范围为 78% ~ 152%, 平均值为 $(115 \pm 37)\%$ 。除辽东湾东部、莱州湾西部和中部海域的部分区域 DO 出现不饱和外, 其余海域 DO 均过饱和(图 2g)。莱州湾附近海域 DO 欠饱和, 可能主要归因于黄河输送的大量泥沙和陆源有机质共同作用; 黄河携带的泥沙在水体中形成了光限制效应, 这一效应有效降低了黄河口附近海域光合作用强度, 进而减少了 DO 的生成; 同时, 黄河还向水体中输送了丰富的陆源有机质, 这些有机质在分解过程中消耗了大量的 DO ^[38-39]。辽东湾东部近岸海域同样出现 DO 欠饱和现象, 尽管辽东湾周边河流泥沙含量

比黄河低, 光限制效应相对有限, 但河流输送大量有机质和营养盐至水体中, 这些物质在降解过程中消耗大量的 DO , 进而导致该海域水体呈现欠饱和状态^[40-41]。夏季, 由于温跃层的存在, 渤海中部海域存在明显的水体分层现象, 然而在中间区域由于海底地形结构原因, 该位置在夏季始终处于水体混合均匀的状态^[42], 中部海域 DO 欠饱和区与中部海域水体混合良好区基本重合, 强烈的水体混合将底层有机物和低氧水体带到表层, 降低了表层水体 DO 浓度^[43]。2021 年夏季 $\text{DO}\%$ 变化范围为 85% ~ 131%, 平均值为 $(102 \pm 7)\%$, 2021 年渤海中部海域与 2014 年夏季 $\text{DO}\%$ 分布特征相似, 除水体混合良好区及黄河口附近海域 DO 略欠饱和外, 其余海域 DO 均为过饱和状态, 其中渤海湾中部及中部海域西北沿岸 $\text{DO}\%$ 处于较高水平(120% ~ 150%), 这与该海域夏季藻华频发、浮游植物数量迅速增长, 进而光合作用增强有关^[44]。

2.3 $p\text{CO}_2$ 的调控机制

2.3.1 温度对 $p\text{CO}_2$ 的影响

温度是影响 $p\text{CO}_2$ 的主要因素之一, 从温度对碳酸盐体系的热力学影响角度来讲, $p\text{CO}_2$ 应随着温度的升高而增加, 并在理论上遵循 $\partial \ln p\text{CO}_2 / \partial T = 0.0423$ 的关系^[6], 但在实际情况中, 有些海

域的 $p\text{CO}_2$ 因受生物活动、海-气交换、陆源输入等因素综合影响,与温度的关系通常较为复杂^[45-46]。皮尔逊相关性分析结果表明,在本研究中2014年和2021年夏季渤海 $p\text{CO}_2$ 与温度几乎没有相关性,表明温度对 $p\text{CO}_2$ 的影响并不明显

(图3,表1)。为了分析非温度因素对海水 $p\text{CO}_2$ 的影响,本研究利用 Takahashi 等^[6] 提出的公式将2014年及2021年航次 $p\text{CO}_2$ 标准化至航次调查的平均温度 $25.30\text{ }^\circ\text{C}$ ($Np\text{CO}_2$),探讨物理混合和生物活动对 $p\text{CO}_2$ 变化的影响。

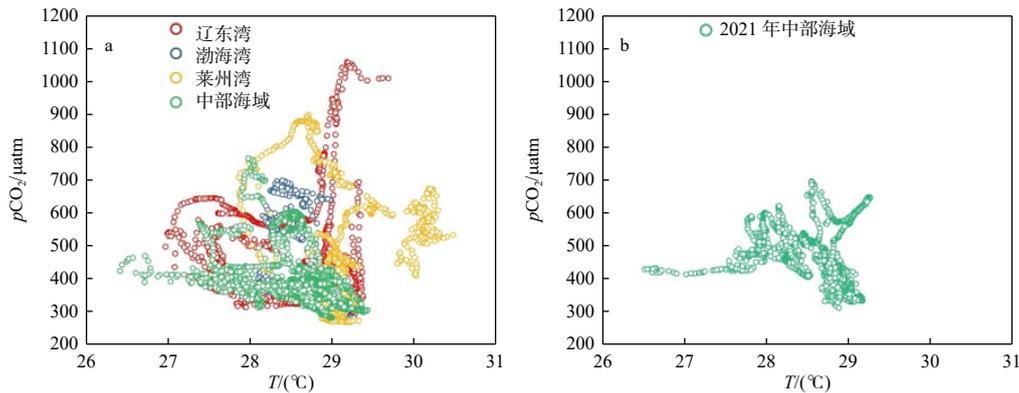


图3 2014年夏季渤海(a)及2021年夏季渤海中部海域(b) $p\text{CO}_2$ 与温度的关系

Fig. 3 The relationship between $p\text{CO}_2$ with temperature in the Bohai Sea in summer 2014 (a) and the Central Sea area in summer 2021 (b)

表1 2014年及2021年渤海各区域 $p\text{CO}_2$ -温度、 $Np\text{CO}_2$ -盐度和 $Np\text{CO}_2$ - $\text{DO}\%$ 的回归结果

Tab.1 The regression relationships of $p\text{CO}_2$ - T , $Np\text{CO}_2$ - S and $Np\text{CO}_2$ - $\text{DO}\%$ for each region of the Bohai Sea in 2014 and 2021

区域	n	$p\text{CO}_2$ - T		$Np\text{CO}_2$ - S		$Np\text{CO}_2$ - $\text{DO}\%$	
		R^2	p	R^2	p	R^2	p
2014年渤海	3899	<0.01	<0.001	0.07	<0.001	0.51	<0.001
2014年辽东湾	1000	<0.01	<0.001	0.10	<0.001	0.57	<0.001
2014年渤海湾	373	0.20	<0.001	0.01	<0.001	0.83	<0.001
2014年莱州湾	805	<0.01	<0.001	0.27	<0.001	0.69	<0.001
2014年中部海域	1721	0.26	<0.001	0.07	<0.001	0.58	<0.001
2021年中部海域	2720	0.20	<0.001	0.19	<0.001	0.31	<0.001

注: n 是每个区域观测值数量

2.3.2 物理混合对 $p\text{CO}_2$ 的影响

环渤海高 $p\text{CO}_2$ 淡水河流的输入是影响 $p\text{CO}_2$ 的另一重要因素。皮尔逊相关性分析结果表明,2014年夏季渤海 $Np\text{CO}_2$ 和盐度呈弱负相关关系,说明淡水输入对 $p\text{CO}_2$ 分布有一定影响(图4a,表1)。2014年夏季莱州湾黄河口附近海域和辽东湾近岸海域均观测到明显的淡水输入信号和高 $p\text{CO}_2$ (图2c、图2e)。黄河作为莱州湾最大的淡水来源,其上游强烈的碳酸盐风化作用和人类活动产生的污水导致水体中富含无机碳

和有机碳^[47-48]。据文献报道,夏季莱州湾的黄河入海口处溶解无机碳(DIC)、溶解有机碳(DOC)和 $p\text{CO}_2$ 值高达 $3105\text{ }\mu\text{mol/kg}$ 、 4.48 mg/L 和 $2610\text{ }\mu\text{atm}$,黄河夏季分别贡献了环渤海河流 DIC、DOC 直接输入近海通量的50%和33%^[30,48]。郑楠等^[30]和 Xia 等^[48]对夏季环渤海入海河流的观测结果显示,辽东湾的双台子河和大辽河入海口处 DIC、DOC 和 $p\text{CO}_2$ 值分别为 $2600\sim 3800\text{ }\mu\text{mol/kg}$ 、 $4.27\sim 5.24\text{ mg/L}$ 和 $693\sim 8073\text{ }\mu\text{atm}$,贡献了环渤海河流 DIC 和 DOC 直接入海通量

的 20% 和 18%, 因此辽东湾主要受到东侧大辽河以及西侧双台子河的淡水输入的影响, 使得 $Np\text{CO}_2$ 和盐度在辽东湾出现了双峰分布的趋势 (图 4a)。郑楠等^[30] 对环渤海夏季 28 条入海河

流碳酸盐体系的调查结果显示, 除莱州湾附近的个别河流外, 其他河流均为高 DIC 和 $p\text{CO}_2$ 河流, 因此高 DIC 和 $p\text{CO}_2$ 河流的输入可能是渤海 $p\text{CO}_2$ 本底值较高的主要原因。

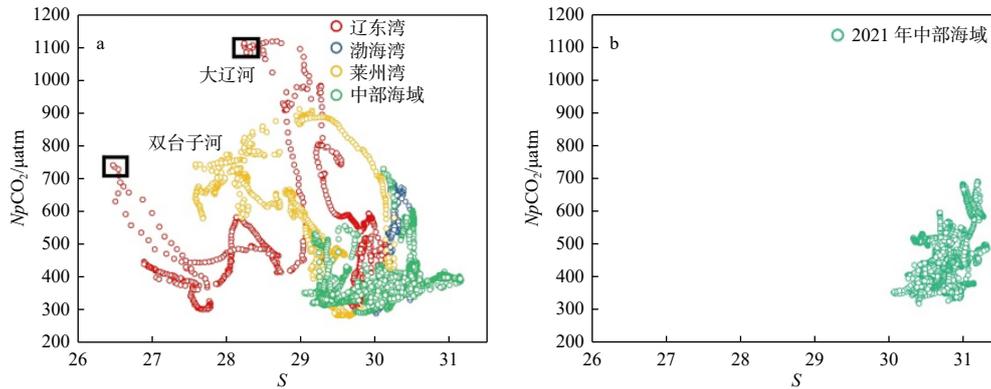


图 4 2014 年夏季渤海海域(a)及 2021 年夏季渤海中部海域(b) $Np\text{CO}_2$ 与盐度的关系

Fig. 4 The relationship between $Np\text{CO}_2$ with salinity in the Bohai Sea in summer 2014 (a) and the Central Sea area in summer 2021 (b)

2.3.3 生物活动对 $p\text{CO}_2$ 的影响

本研究在忽略海-气交换及水体混合效应的前提下, 使用 $\text{DO}\%$ 来衡量生物活动强弱, 并通过 $\text{DO}\%$ 和 $Np\text{CO}_2$ 的关系来探讨生物活动对 $p\text{CO}_2$ 的影响。2014 年夏季渤海 $Np\text{CO}_2$ 和 $\text{DO}\%$ 表现为显著负相关关系, DO 欠饱和对应 $Np\text{CO}_2$ 高值, DO 过饱和对应 $Np\text{CO}_2$ 低值 (图 5a, 表 1)。在无明显物理混合信号的渤海湾, $Np\text{CO}_2$ 和 $\text{DO}\%$ 负相关性最强 (表 1), 渤海湾大部分海域

DO 均过饱和, 渤海湾中部分海域 $\text{DO}\%$ 高达 140% ~ 150%, $Np\text{CO}_2$ 小于 400 μatm , 这与 2014 年夏季渤海湾中部海域发生了大面积浮游植物藻华有关^[49]; 藻华期间, 强烈的浮游植物光合作用导致水体大量 CO_2 被吸收, 使 $p\text{CO}_2$ 降低^[50]。在渤海湾北部近岸海域, 水体 DO 欠饱和, $Np\text{CO}_2$ 呈现相对高值, 这主要是因为近岸海域泥沙含量大, 光合作用受到限制, 生物呼吸超过浮游植物光合作用, 使 $p\text{CO}_2$ 增加。

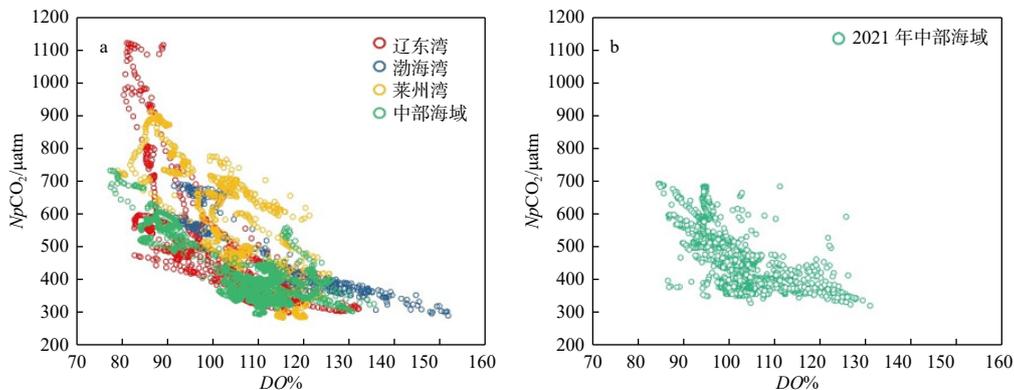


图 5 2014 年夏季渤海海域(a)及 2021 年夏季渤海中部海域(b) $Np\text{CO}_2$ 与 $\text{DO}\%$ 的关系

Fig. 5 The relationship between $Np\text{CO}_2$ with $\text{DO}\%$ in the Bohai Sea in summer 2014 (a) and the Central Sea area in summer 2021 (b)

在有明显淡水信号的莱州湾和辽东湾, $Np\text{CO}_2$ 和 $\text{DO}\%$ 均呈现较强的负相关性 (表 1)。

在莱州湾靠近黄河口海域, $DO\%$ 为 $80\% \sim 90\%$, $NpCO_2$ 呈现相对高值 ($600 \sim 900 \mu\text{atm}$), 富含无机碳和泥沙的黄河不仅向黄河口输入高 pCO_2 的河流淡水, 同时使水体浑浊产生了光限制, 影响了黄河口附近海域浮游植物光合作用, 此外黄河输入的高浓度陆源有机质分解消耗氧气, 增加了 CO_2 的产生, 最终导致黄河口附近海域 pCO_2 增加。在莱州湾中部海域, $DO\%$ 增加 ($100\% \sim 120\%$), $NpCO_2$ 降低 ($300 \sim 550 \mu\text{atm}$), 这主要是因为随着离岸距离增加, 光限制逐渐削弱, 光合作用增强使 pCO_2 降低。在辽东湾近岸海域, $DO\%$ 为 $80\% \sim 90\%$, 水体欠饱和, $NpCO_2$ 达到峰值, 这可能是由于河流带来大量有机物和营养盐, 这些物质注入近岸海域后, 不仅导致水体富营养化, 而且由于陆源有机物无法有效保存, 需要耗氧降解产生大量 CO_2 , 进而引发近岸河口区域碳源效应^[40-41]。

在渤海中部西北沿岸海域由于藻华发生^[44], 表层 $DO\%$ 和叶绿素值较高, 分别达到 120% 及 $9.27 \mu\text{g/L}$, 浮游植物通过较强的光合作用吸收海水中的 CO_2 , 使水体 pCO_2 值降低。在中部海域水体 DO 基本过饱和, $NpCO_2$ 为 $350 \sim 450 \mu\text{atm}$, 因为夏季渤海中部大部分海域水体分层阻隔了高 CO_2 的底层水和表层水的交换, 同时中部海域较强的浮游植物光合作用使得水体 pCO_2 有所降低^[43,47]。

2.4 海-气 CO_2 交换通量

本研究使用公式(5)计算了2014年夏季渤海及2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量。2014年夏季渤海海-气 CO_2 交换通量变化范围为 $-20.86 \sim 113.33 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 平均值为 $(12.30 \pm 23.20) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 整体上表现为大气 CO_2 的源; 其中莱州湾海-气 CO_2 交换通量最高, 中部海域海-气 CO_2 交换通量最低, 分别为 $(24.38 \pm 28.61) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $(3.02 \pm 14.91) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; 辽东湾和渤海湾的海-气 CO_2 交换通量相近, 分别为 $(19.20 \pm 69.69) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $(16.83 \pm 36.45) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量变化范围为 $-70.33 \sim 215.42 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 平均值为 $(11.40 \pm 32.75) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 整体表现为大气 CO_2 的

源(图6), 与2014年夏季中部海域 $[(3.02 \pm 14.91) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})]$ 相比增加了3.78倍。

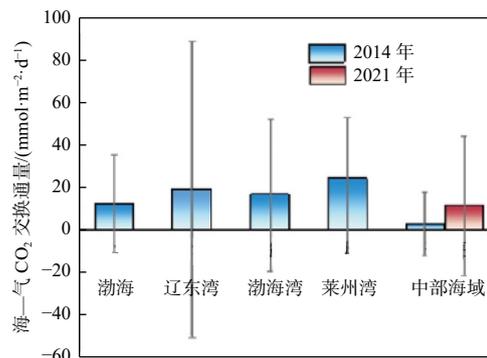


图6 2014年和2021年夏季渤海各区域海-气 CO_2 交换通量

Fig. 6 Air-sea CO_2 exchange fluxes in each region of the Bohai Sea during the summer of 2014 and 2021

2014年及2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量存在较大差异。这种差异不仅源于调查航线的差异, 更重要的是两个航次期间风速也存在明显不同。具体而言, 2014年和2021年夏季中部海域风速范围分别为 $0.21 \sim 9.46 \text{ m/s}$ 和 $0.03 \sim 15.76 \text{ m/s}$, 平均值分别为 $(4.92 \pm 3.87) \text{ m/s}$ 和 $(5.47 \pm 4.90) \text{ m/s}$ 。2014年夏季中部海域所有站位风速均低于 10 m/s , 且仅8%的观测站位风速为 $8.00 \sim 9.46 \text{ m/s}$, 在最高风速条件下, 海-气 CO_2 交换通量最高值为 $60.55 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; 然而, 在2021年夏季渤海中部海域超过20%的观测站位风速大于 10 m/s , 在这些风速高的观测站位, 海-气 CO_2 交换通量最高可达 $215.42 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ (图7)。根据海-气 CO_2 交换通量计算公式[公式(5)]可知, 海-气 CO_2 分压差决定了 CO_2 的源汇方向, 而风速的大小则主要决定了海-气 CO_2 交换通量的高低。因此, 两次调查中瞬时风速的明显差异对两个航次中海-气 CO_2 交换通量的计算值产生了较大的影响。此外, 为了更深入地探究风速差异的影响, 此处采用2014年夏季渤海中部海域平均风速试算了2014年和2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量。结果显示: 在风速均为 $(4.92 \pm 3.87) \text{ m/s}$ 的条件下, 2014年夏季渤海中部海域及2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量分别为 $(2.13 \pm 10.26) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $(3.03 \pm 9.59) \text{ mmol}/$

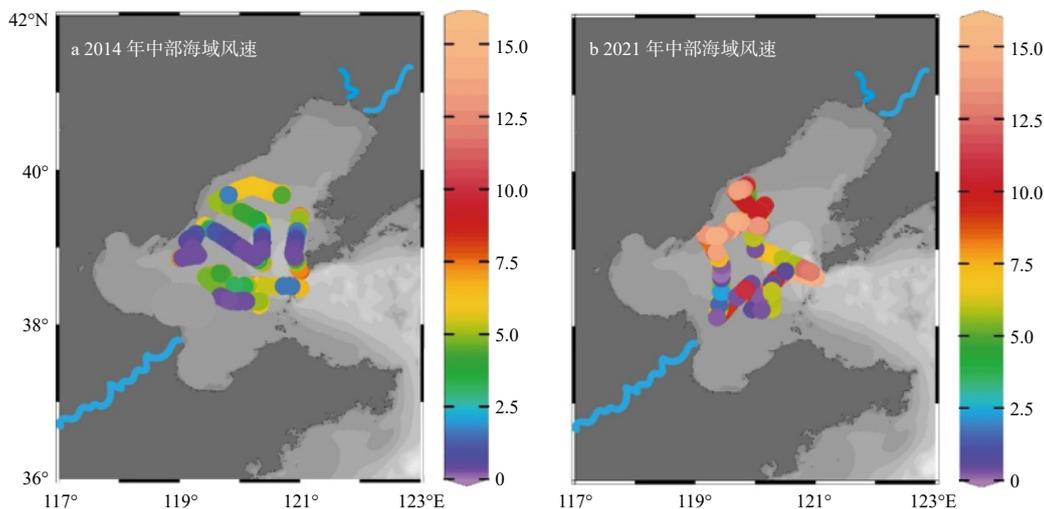


图 7 2014 年(a)和 2021 年(b)夏季渤海中部海域距海平面 10 m 的风速

Fig. 7 Wind speeds at 10 m above the sea surface in the central Bohai Sea during summer in 2014 (a) and 2021 (b)

($\text{m}^2 \cdot \text{d}$), 相差仅 (0.9 ± 7.93) $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。因此, 2021 年夏季中部海域高瞬时风速的出现, 可能是此海域海-气 CO_2 交换通量远高于 2014 年夏季中部海域的主要原因。

2.5 中国海湾及近海夏季海-气 CO_2 交换通量比较

由于人类活动和生物地球化学等因素的多重影响, 近岸海域的碳酸盐体系在时空分布上差异明显。为了研究渤海海域内三大海湾与其他海湾及渤海与中国其他近海海-气 CO_2 交换通量的差异, 本研究收集了中国中、高纬度地区的 4 个代表性海湾(杭州湾、胶州湾、北部湾和大亚湾)和中国其他近海夏季海-气 CO_2 交换通量的数据进行比较分析(表 2)。结果表明, 渤海夏季三大海湾海-气 CO_2 交换通量在中国各大海湾处于中等水平。具体而言, 渤海三大海湾 CO_2 交换通量与东海的杭州湾和黄河的胶州湾相当, 但明显高于南海北部湾和大亚湾, 这可能与夏季渤海的三大海湾以及杭州湾、胶州湾水体处于严重富营养化状态, 而夏季南海北部湾和大亚湾水体处于贫营养化状态有关^[51-54]。渤海夏季海-气 CO_2 交换通量在中国其他近海中处于较高水平。具体而言, 北黄海在夏季表现为大气 CO_2 的弱汇, 南黄海为弱源, 整个黄海海域源汇基本平衡^[17]; 而东海在夏季表现为大气 CO_2 的汇, 其单位面积 CO_2 通量为 (-5.83 ± 29.16) $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ^[14]; 南海和渤海在夏季均为大气 CO_2 的源, 其通量分别为 (2.5 ± 1.4) $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ^[10] 和

(12.30 ± 23.20) $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 其中, 渤海的单位释放通量是南海的 4.92 倍。尽管渤海海域面积有限, 但其具有较高的单位释放通量, 而且渤海是受人为活动影响最显著的内陆海, 化石燃料燃烧和农业化肥大量使用等人类生产活动产生的高浓度 CO_2 和营养盐通过地表径流进入其中, 使得水体中游离 CO_2 不断增加。因此, 未来仍需要重点关注^[29]。

表 2 中国海及海湾夏季海-气 CO_2 交换通量估算汇总

Tab.2 Summary of summer air-sea CO_2 exchange fluxes in the China sea and bays of China

区域	$F_{\text{CO}_2}/\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$	参考文献
辽东湾	19.20 ± 69.69	本研究
渤海湾	16.83 ± 36.45	本研究
莱州湾	24.38 ± 28.61	本研究
杭州湾	24.4 ± 16.5	[51]
胶州湾	17.7	[52]
北部湾	1.2 ± 0.8	[53]
大亚湾	-8.4 ± 7.1	[54]
渤海	12.30 ± 23.20	本研究
北黄海	-0.3 ± 3.1	[17]
南黄海	1.3 ± 4.4	[17]
东海	-5.83 ± 29.16	[14]
南海	2.5 ± 1.4	[10]

3 结论

(1) 2014 年和 2021 年夏季渤海 $p\text{CO}_2$ 分布

存在明显的空间差异,近岸海域高,中部海域低。高 $p\text{CO}_2$ 河流的输入导致渤海 $p\text{CO}_2$ 本底值较高,随着离岸距离的增加,逐渐增强的生物光合作用使得渤海中部海域 $p\text{CO}_2$ 有所降低。

(2)2014年夏季渤海海-气 CO_2 交换通量为 $(12.23 \pm 23.20) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$,渤海内部各海域海-气 CO_2 交换通量存在明显差异,具体表现为莱州湾最高,辽东湾和渤海湾次之,中部海域最低。2021年夏季渤海中部海域的单位释放通量相较于2014年夏季有明显增长,增幅达到了3.75倍,两次调查中瞬时风速的明显差异是导致2014年和2021年夏季渤海中部海域海-气 CO_2 交换通量差异较大的主要原因。

(3)渤海海域及其三大海湾(辽东湾、渤海湾和莱州湾)的海-气 CO_2 交换通量较高,与杭州湾和胶州湾相当,且明显高于北部湾和大亚湾,这主要归因于不同的水体营养状态存在差异。

参考文献:

- [1] JACCARD M, HOFFELE J, JACCARD T. Global carbon budgets and the viability of new fossil fuel projects[J]. *Climatic Change*, 2018, 150(1/2): 15-28.
- [2] INDERMÜHLE A, STOCKER T F, JOOS F, et al. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica[J]. *Nature*, 1999, 398(6723): 121-126.
- [3] HOUGHTON R A. Balancing the global carbon budget[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2007, 35: 313-347.
- [4] SABINE C L, FEELY R A, GRUBER N, et al. The oceanic sink for anthropogenic CO_2 [J]. *Science*, 2004, 305(5682): 367-371.
- [5] JIAO N Z, HERNDL G J, HANSELL D A, et al. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: long-term carbon storage in the global ocean[J]. *Nature Reviews Microbiology*, 2010, 8(8): 593-599.
- [6] TAKAHASHI T, OLAFSSON J, GODDARD J G, et al. Seasonal variation of CO_2 and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7(4): 843-878.
- [7] TAKAHASHI T, SUTHERLAND S C, SWEENEY C, et al. Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(9/10): 1601-1622.
- [8] 刘茜,郭香会,尹志强,等.中国邻近边缘海碳通量研究现状与展望[J]. *中国科学:地球科学*, 2018, 48(11): 1422-1443.
- [9] ZHAI W D, DAI M H, CHEN B S, et al. Seasonal variations of sea-air CO_2 fluxes in the largest tropical marginal sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements[J]. *Biogeosciences*, 2013, 10(11): 7775-7791.
- [10] LI Q, GUO X H, ZHAI W D, et al. Partial pressure of CO_2 and air-sea CO_2 fluxes in the South China Sea: Synthesis of an 18-year dataset[J]. *Progress in Oceanography*, 2020, 182: 102272.
- [11] DAI M H, SU J Z, ZHAO Y Y, et al. Carbon fluxes in the coastal ocean: synthesis, boundary processes, and future trends[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2022, 50: 593-626.
- [12] 戴民汉,孟菲菲.南海碳循环:通量、调控机理及其全球意义[J]. *科技导报*, 2020, 38(18): 30-34.
- [13] GUO X H, ZHAI W D, DAI M H, et al. Air-sea CO_2 fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations[J]. *Biogeosciences*, 2015, 12(18): 5495-5514.
- [14] QU B X, SONG J M, YUAN H M, et al. Comparison of carbonate parameters and air-sea CO_2 flux in the southern Yellow Sea and East China Sea during spring and summer of 2011[J]. *Journal of Oceanography*, 2017, 73(3): 365-382.
- [15] TSUNOGAI S, WATANABE S, SATO T. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2 ? [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 1999, 51(3): 701-712.
- [16] NA R, RONG Z R, WANG Z A, et al. Air-sea CO_2 fluxes and cross-shelf exchange of inorganic carbon in the East China Sea from a coupled physical-biogeochemical model[J]. *Science of the Total Environment*, 2024, 906: 167572.
- [17] WANG S Y, ZHAI W D. Regional differences in seasonal variation of air-sea CO_2 exchange in the Yellow Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 2021, 218: 104393.
- [18] XUE L, ZHANG L J, CAI W J, et al. Air-sea CO_2 fluxes in the southern Yellow Sea: An examination of the continental shelf pump hypothesis[J]. *Continental Shelf Research*, 2011, 31(18): 1904-1914.
- [19] QU B X, SONG J M, YUAN H M, et al. Air-sea CO_2 exchange process in the southern Yellow Sea in April of 2011, and June, July, October of 2012[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 80: 8-19.
- [20] DENG X, ZHANG G L, XIN M, et al. Carbonate chemistry variability in the southern Yellow Sea and East China Sea during spring of 2017 and summer of 2018[J]. *Science of The Total Environment*, 2021, 779: 146376.
- [21] XUE L, XUE M, ZHANG L J, et al. Surface partial pressure of CO_2 and air-sea exchange in the northern Yellow Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2012, 105/106/107/108: 194-206.
- [22] 张云.夏季渤海海-气界面 CO_2 通量及主要影响机制分析[D].青岛:中国海洋大学,2009.
- [23] 尹维翰,齐衍萍,曹志敏,等.渤海主要温室气体与海水 $p\text{CO}_2$ 环境特征[J]. *海洋湖沼通报*, 2012(4): 189-193.
- [24] 张乃星,孙旭,曹丛华,等.渤海海峡冬季无机碳的立体分

- 布特征及其源汇变化[J]. 海洋学报, 2012, 34(6): 94-101.
- [25] YUAN X L, WU X, SUN J. Distributions and influencing factors of carbonate species in bohai bay and relevant rivers flowing into the bay in summer 2020[J]. *Water*, 2022, 14(21): 3389.
- [26] 李悦. 渤海现代物质通量研究[J]. 青岛大学学报, 1997, 10(3): 46-49.
- [27] 孙云明, 宋金明. 中国海洋碳循环生物地球化学过程研究的主要进展(1998-2002)[J]. 海洋科学进展, 2002, 20(3): 110-118.
- [28] ZHANG H S, ZHAI W D, TANG K. Seasonal variations in air-sea CO_2 flux in the Bohai Sea and the temporal relationship between surface and bottom-water carbonate dynamics in a year[J]. *Continental Shelf Research*, 2024, 275: 105192.
- [29] 刘建安. 基于镭同位素评估河口和近海海底地下水排放及其环境效应[D]. 上海: 华东师范大学, 2019.
- [30] 郑楠, 徐雪梅, 魏雅雯, 等. 夏季环渤海主要入海河流溶解无机碳分布及入海通量估算[J]. 海洋环境科学, 2021, 40(6): 908-914.
- [31] ZHAI W D, DAI M H. On the seasonal variation of air-sea CO_2 fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea[J]. *Marine Chemistry*, 2009, 117(1/2/3/4): 2-10.
- [32] WEISS R F, PRICE B A. Nitrous oxide solubility in water and seawater[J]. *Marine Chemistry*, 1980, 8(4): 347-359.
- [33] WEISS R F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas[J]. *Marine Chemistry*, 1974, 2(3): 203-215.
- [34] WANNINKHOF R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C5): 7373-7382.
- [35] WANNINKHOF R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited[J]. *Limnology and Oceanography: Methods*, 2014, 12(6): 351-362.
- [36] BENSON B B, KRAUSE D. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere[J]. *Limnology and oceanography*, 1984, 29(3): 620-632.
- [37] 石强. 北黄海夏季温盐年际变化时空模态与气候响应[J]. *应用海洋学学报*, 2016, 35(4): 469-483.
- [38] LIU D Y, LI X, EMEIS K C, et al. Distribution and sources of organic matter in surface sediments of Bohai Sea near the Yellow River Estuary, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2015, 165: 128-136.
- [39] YU L Q, GAN J P, DAI M H, et al. Modeling the role of riverine organic matter in hypoxia formation within the coastal transition zone off the Pearl River Estuary[J]. *Limnology and Oceanography*, 2021, 66(2): 452-468.
- [40] 杨福霞, 简慧敏, 田琳, 等. 大辽河口 COD 与 DO 的分布特征及其影响因素[J]. 环境科学, 2014, 35(10): 3748-3754.
- [41] WANG K, WEI Q S, JIAN H M, et al. Variations in the nutrient concentration and composition in Liaodong Bay under long-term human activities[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2022, 182: 114016.
- [42] ZHAO H D, KAO S J, ZHAI W D, et al. Effects of stratification, organic matter remineralization and bathymetry on summertime oxygen distribution in the Bohai Sea, China[J]. *Continental Shelf Research*, 2017, 134: 15-25.
- [43] ZHANG H Y, WEI H, ZHAO L, et al. Seasonal evolution and controlling factors of bottom oxygen depletion in the Bohai Sea[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2022, 174: 113199.
- [44] 张善发, 王茜, 关淳雅, 等. 2001—2017年中国近海水域赤潮发生规律及其影响因素[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2020, 56(6): 1129-1140.
- [45] XUE L, YANG X F, LI Y X, et al. Processes controlling sea surface pH and aragonite saturation state in a large northern temperate bay: contrasting temperature effects[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2020, 125(7): e2020JG005805.
- [46] 薛亮. 黄海表层水体 CO_2 研究及南大西洋湾浮标 CO_2 分析[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012.
- [47] 张龙军, 张云. 夏季渤海表层海水 $p\text{CO}_2$ 分布特征[J]. 中国海洋大学学报, 2008, 38(4): 635-639.
- [48] XIA B, ZHANG L J. Carbon distribution and fluxes of 16 rivers discharging into the Bohai Sea in summer[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2011, 30(3): 43-54.
- [49] 国家海洋局. 2014年中国海洋灾害公报[R]. 中国海洋信息网: 国家海洋局, 2015: 1-30.
- [50] ZHAI W D, CHEN J F, JIN H Y, et al. Spring carbonate chemistry dynamics of surface waters in the northern East China Sea: Water mixing, biological uptake of CO_2 , and chemical buffering capacity[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(9): 5638-5653.
- [51] GAO X L, SONG J M, LI X G, et al. $p\text{CO}_2$ and carbon fluxes across sea-air interface in the Changjiang Estuary and Hangzhou Bay[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2008, 26(3): 289-295.
- [52] LI X G, SONG J M, NIU L F, et al. Role of the Jiaozhou Bay as a source/sink of CO_2 over a seasonal cycle[J]. *Scientia Marina*, 2007, 71(3): 441-450.
- [53] 许欣, 王翔, 胡慧娜, 等. 北部湾东北部春、夏季表层海水 CO_2 分压的 24h 变化及其调控机制研究[J]. 海洋学报, 2023, 45(3): 14-26.
- [54] 韩婷婷, 齐占会, 吴风霞, 等. 大亚湾不同海洋功能区表层海水无机碳体系的比较研究[J]. 热带海洋学报, 2016, 35(2): 57-65.

(本文编辑: 胡莹莹)