

东海中北部海域秋季表层海水中无机碳与海气界面碳的迁移

朱连磊^{1,2}, 宋金明¹, 李学刚¹, 袁华茂¹, 李 宁¹, 段丽琴^{1,2}, 于 宇^{1,2}

(1. 中国科学院 海洋研究所 海洋生态与环境科学重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 基于 2010 年 11 月对长江口外东海中北部海域的综合调查, 系统研究了该海域的无机碳体系参数的分布特征、海-气界面二氧化碳通量及其影响因素。研究表明, 该海域秋季溶解无机碳(DIC)高值区主要出现在调查海域东北部及长江口附近海域, 而调查海域南部 DIC 含量较少且变化平缓, 其主要是受台湾东部流向东北方向的黑潮支流及长江冲淡水的影响; 表层海水 CO_2 分压($p\text{CO}_2$)值变化范围为 40.8~63.5 Pa, 呈现沿黑潮支流流入方向由东南向西北逐渐增高的趋势。秋季表层海水 $p\text{CO}_2$ 与温度(T)、盐度(S)有较好的负相关性, 说明海水温度升高和盐度增加, $p\text{CO}_2$ 降低, 反之亦然。另外, 通过估算得出, 秋季 CO_2 海-气交换通量为 2.69~33.66 mmol/($\text{m}^2 \cdot \text{d}$), 平均值为 $(14.35 \pm 7.06) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 其在长江口邻近海域相对较大, 而在调查海域南部相对较小; 2010 年秋季水体向大气释放 CO_2 的量(以碳计)为 $(2.35 \pm 1.16) \times 10^4 \text{ t/d}$, 是大气 CO_2 较强的源, 说明东海中北部海域秋季总体上是 CO_2 的源。

关键词: 海-气界面碳通量; 海水无机碳; 东海中北部海域

中图分类号: P734.4

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2012)10-0026-07

海水中的二氧化碳体系所具有的酸碱缓冲作用是维持天然海水正常弱碱性 pH 范围的重要原因, 据“全球海洋通量联合研究”(JGOFS)的研究表明, 海洋每年可从大气中吸收 $(2.0 \pm 0.6) \times 10^9 \text{ t C}$, 约占每年人类排放二氧化碳量的 1/3^[1]。在 Tsunogai 等^[2]提出“大陆架泵”的概念之前, 近海生态系统在全球碳循环中的作用一直被忽视。陆架边缘海的面积虽然只占全球海洋的 7%~8%, 但其初级生产力却占了全球海洋的 15%~30%^[3], 有机碳埋藏更是占整个海洋埋藏量的 90%, 从陆地输入海洋的物质有 80% 沉积于此, 至少有 50% 的颗粒无机碳也沉积于此。因此, 陆架海域在全球碳循环中的作用不容忽视。

近几年的研究表明, 大部分陆架海域是大气 CO_2 的汇^[4-7], 也有部分海域是大气 CO_2 的源^[8-11], 但其强度却有很大的不确定性, 这主要是因为陆架边缘海受人为影响较大, 尤其是在工业革命以后, 由河流输入海洋的营养物质及颗粒有机碳、溶解有机碳和溶解无机碳等明显增加, 而且输入的有机质和营养盐大部分沉积于此, 另一方面陆架海域的水较浅, 水动力条件比较复杂, 二者的共同作用加剧了陆架边缘海碳循环的复杂性。

东海陆架是世界上最宽阔的陆架之一, 陆架坡度非常平缓, 沉积物沉降速率大, 且长江每年输入

巨量的泥沙, 深受亚洲大陆自然和人类活动的影响, 是海岸带陆海相互作用(LOICZ)研究的关键海区之一。长江口及东海陆架海域水团相互作用和陆海作用强烈, 海区受长江冲淡水、黄海沿岸流、浙闽沿岸流、台湾暖流和黑潮支流共同作用的影响。长江年均径流量达 $9.44 \times 10^{11} \text{ m}^3$, 受工业城市垃圾排放和滥用化肥等人为因素的影响, 造成的富营养化问题和 N/P 比值的改变可能会影响陆架海域吸收 CO_2 的能力^[12]; 同时, 由于河流向海洋的碳输送是全球碳循环研究的重要组成部分^[13-14], 因此针对长江口及东海陆架海域复杂的水文条件, 研究该海域的二氧化碳体系及海气通量有重要意义。经过多年的研究, 虽然对东海海-气间 CO_2 交换已有了较多的认识, 但在不同海域的源汇强度的研究上仍然存在较大的争议, 且对不同区域其源/汇强度差异较大的原因仍然缺乏统一的认识。

收稿日期: 2011-11-11; 修回日期: 2012-01-11

基金项目: 国家 973 项目课题(2010CB951802); 中国科学院战略性先导科技专项项目课题(XDA01020304); 国家基金委创新群体项目(41121064)资助

作者简介: 朱连磊(1985-), 男, 山东淄博人, 硕士研究生, 主要从事海洋生物地球化学过程研究, E-mail: lianleizhu@gmail.com; 宋金明, 通信作者: E-mail: jmsong@qdio.ac.cn

本文依据 2010 年秋季对东海中北部陆架海域的调查资料, 分析探讨了该海域海水中的总碱度 (total alkalinity, TA)、溶解无机碳(dissolved inorganic carbon, DIC)和 CO_2 分压(CO_2 partial pressure, $p\text{CO}_2$) 分布变化特征及其影响因素, 这对进一步剖析近海陆架区域的碳源汇过程有重要的学术价值。

1 材料与方法

1.1 采样站位及样品采集

2010 年 11 月 1 日-11 月 10 日搭载中国科学院海洋研究所的“科学三号”调查船对长江口外东海中北部陆架海域 ($122^{\circ}10'\text{E}\sim 125^{\circ}02'\text{E}$, $26^{\circ}48'\text{N}\sim 32^{\circ}00'\text{N}$)进行了综合调查, 调查海区站位如图 1a 所示。整个调查区域共设置了 44 个站位, 调查项目包括温度、盐度、pH 和 TA, 使用 20 L Go-Flo 采水器

采集 2 m 深的海水样品代表表层海水。

1.2 分析方法

温度(temperature, T)、盐度(salinity, S)数据通过 CTD(Sea-Bird SBE911plus)获得, pH、TA 现场进行测定, 采用 NBS 标度对 pH 计标定, 使用 Gran 滴定法测定 TA 的精密为 0.1%。

在外海实际情况下, 海水的二氧化碳体系基本处于准平衡状态^[11,16-17], 如果海水的温度、盐度和压力已经测定, 那么利用海水二氧化碳体系的状态方程和公式可以计算获得 CO_2 的溶解度系数 α_s ^[18]、碳酸的表观离解常数 K'_1 和 K'_2 ^[19]、硼酸的第一表观离解常数 K'_B ^[20]以及总硼酸浓度 B_T ^[21], 进而可以通过实测部分参数后计算获得其他二氧化碳参数, 本研究利用测得的 pH 和 TA 数据计算获得 DIC、 $p\text{CO}_2$ 等其他二氧化碳参数。

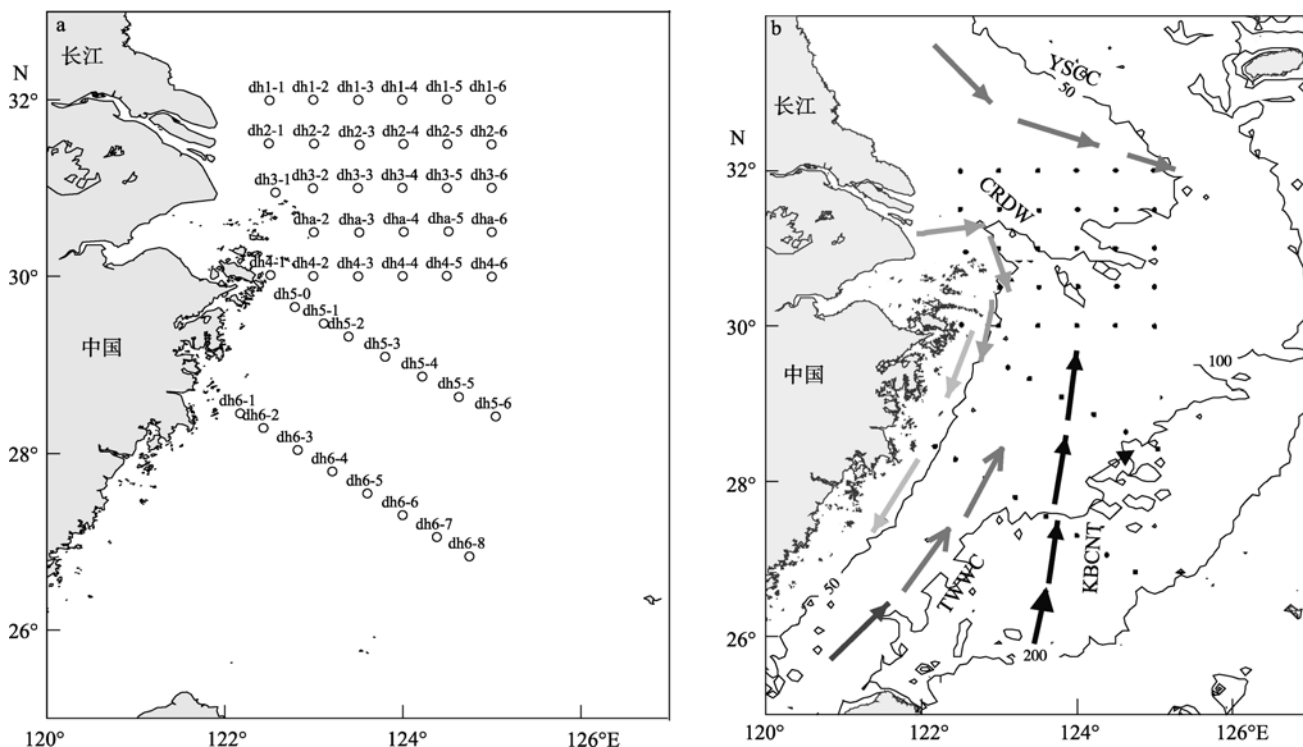


图 1 东海中北部海域采样站位(a)及水文特征^[15](b)

CRDW. 长江冲淡水; KBCNT. 黑潮支流; YSCC. 黄海沿岸流; TWWC. 台湾暖流

Fig. 1 Locations of the sampling stations (a) and hydrology (b) in the central and northern East China Sea CRDW: Changjiang River Diluted Water; KBCNT: Kuroshio Branch Current which flows northeast of Taiwan; YSCC: Yellow Sea Coastal Current; TWWC: Taiwan Warm Current

海-气界面 CO_2 通量指的是单位时间单位面积上 CO_2 在大气和海洋界面的净交换量, 根据液膜扩散模型, 估算海-气界面 CO_2 通量公式为:

$$F = k \times K_{\text{H}}^{\text{CO}_2} \times \Delta p\text{CO}_2 \quad (1)$$

k 是海-气界面 CO_2 传输速率, $K_{\text{H}}^{\text{CO}_2}$ 是 CO_2 在海水中溶解度, $\Delta p\text{CO}_2$ 是海水二氧化碳分压

($p\text{CO}_2^{\text{sea}}$)与大气二氧化碳分压($p\text{CO}_2^{\text{air}}$)的差值,即 $\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_2^{\text{sea}} - p\text{CO}_2^{\text{air}}$ 。大气二氧化碳分压($p\text{CO}_2^{\text{air}}$)维持在 $(38.8 \pm 1.2)\text{Pa}$ 相对较窄范围内变动^[12],因此,算数平均值 38.8 Pa 在本研究中近似表示 $p\text{CO}_2^{\text{air}}$ 。

目前 k 的计算存在多种交换模型, Liss 等^[22]的模型与 Tans 等^[23]的计算模型的计算结果相差将近一倍,交换系数的不确定性是目前海-气间 CO_2 通量估算的重要误差来源,其中交换模型中使用较多的是 Wanninkhof 模型^[24],其已被大多数研究学者使用^[12,25-28]。Wanninkhof 的经验公式为 $k = f \times u_{10}^2 \times (S_c / 660)^{-0.5}$, 其中 S_c 是 $t^\circ\text{C}$ 时 CO_2 的施密特数; u_{10} 是距海平面 10 m 处的风速,本研究使用美国环境预报中心(NCEP)公布的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格海域的月平均风速; u_{10} 采用平均风速时 f 使用平均风速计算值 0.39 。

2 结果和讨论

2.1 表层海水温度、盐度和二氧化碳体系主要参数的分布特征

温度和盐度是海洋环境的重要生态因子,温度、盐度的变化会影响海水中 CO_2 体系的平衡,所以,探讨盐度、温度的分布特征对研究海洋 TA、DIC 及 $p\text{CO}_2$ 的分布有重要意义。海域的水文特征如图 1b 所示,以温度、盐度变化为主要标志的海流包括长江冲淡水、黄海沿岸流、台湾暖流和由台湾流向东北的黑潮支流。东海中北部海域表层海水中温度、盐度、pH、TA、DIC 及 $p\text{CO}_2$ 的分布见图 2a-f。表层海水的温度和盐度变化范围分别为 $18.16 \sim 24.85^\circ\text{C}$ 和 $30.75 \sim 34.52$ (除 dh4-1 站的盐度为 22.73)。温度和盐度的空间分布有明显的规律性:调查海区东南部温度、盐度相对较高,长江口附近海域温度、盐度相

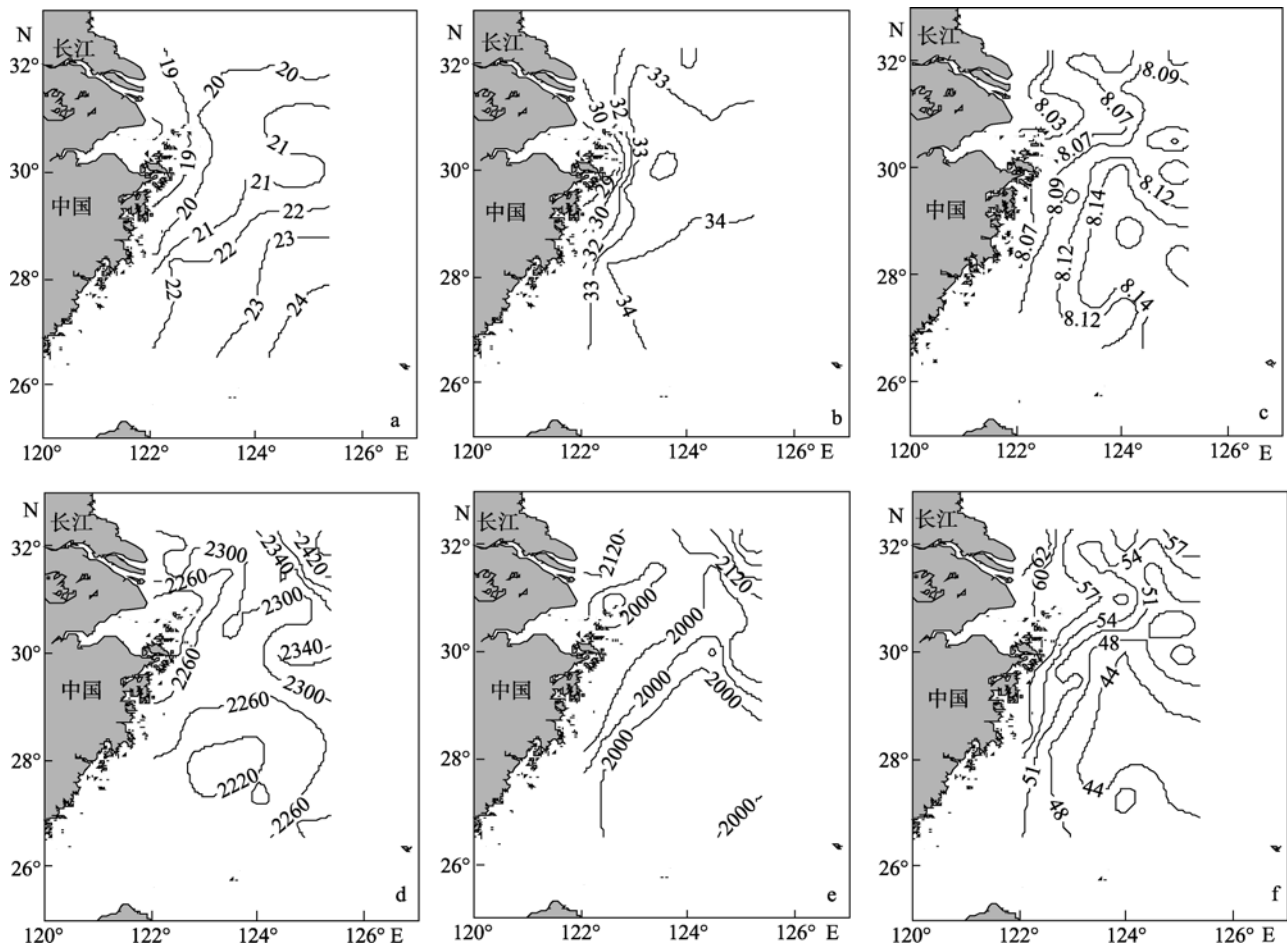


图2 东海中北部海域秋季表层海水温度 T (a)、盐度 S (b)、pH(c)、TA(d)、DIC(e)和 $p\text{CO}_2$ (f)的平面分布

Fig. 2 The distributions of temperature(a), salinity(b), pH(c), TA(d), DIC(e)和 $p\text{CO}_2$ (f) in surface waters of the central and northern East China Sea in autumn

对较低。这种分布趋势与由台湾流向东北的黑潮支流的方向一致,说明由台湾流向东北的黑潮支流是影响秋季该海域中温盐分布的主要因素。

东海中北部海域表层海水中的 pH 变化范围为 8.02 ~ 8.17, 变化幅度为 0.15, 平均值为 8.10。表层海水 pH 的分布特征如图 2c, 整个调查海区 pH 的变化在一个较小的范围, pH 基本维持在 8.1 左右。TA 和 DIC 的变化范围分别为 2 156~2 445 $\mu\text{mol/kg}$ 和 1 945~2 245 $\mu\text{mol/kg}$, 其高值区主要出现在调查海域东北部。另外, 调查海域南部水体中, TA 和 DIC 的变化较小, 其含量范围分别为 2 220~2 260 $\mu\text{mol/kg}$ 和 2 030 ~ 2 060 $\mu\text{mol/kg}$ 之间。

调查海域表层海水 $p\text{CO}_2$ 值变化范围为 40.8 ~ 63.5 Pa(图 2f), 其整体呈现由东南向西北逐渐增高的趋势, 在长江口附近海域出现本次调查的最高值(63.5 Pa)。这种分布趋势主要由三种因素造成: 秋季长江径流减小, 长江冲淡水对海区的作用减弱; 秋季黄海沿岸流作用范围变小, 对调查海域影响程度下降; 受黑潮支流影响较为明显的海域 $p\text{CO}_2$ 值较低。调查海域东南部受黑潮支流的影响较大, $p\text{CO}_2$ 值维持在 44.0 Pa 左右, 随着海水混合作用逐渐增加, 沿黑潮支流输入方向 $p\text{CO}_2$ 值逐渐升高。

2.2 影响表层海水 $p\text{CO}_2$ 分布的主要因素

$p\text{CO}_2$ 是海水 CO_2 的一个重要参数, 其受到多种因素(温度、盐度、生物活动、海洋环流等)的影响^[29-30]。由于这些因素之间也存在着相互作用, 因此不同海域和季节海水 $p\text{CO}_2$ 的主要影响因素可能有所不同。

一般而言, 温度对海水中 $p\text{CO}_2$ 具有双重影响作用: 海水中的碳酸盐以及其他弱酸盐(如硼酸盐)体系的平衡随温度的变化而改变, 海水中的 $p\text{CO}_2$ 随着温度的升高而升高^[31-34]; 水体温度的变化会影响海

水中 CO_2 的溶解度, CO_2 的溶解度随温度的增加而降低, 引起 $p\text{CO}_2$ 降低^[35]。盐度则通过改变碳酸盐的电离度对 $p\text{CO}_2$ 产生影响。一般情况下, 海水盐度增加, 离子强度增大, 海水中 H_2CO_3 的电离度降低, H^+ 的活度系数及活度均减小, 海水 pH 增加, 即 CO_2 的溶解度随盐度的增加而降低, 海水 $p\text{CO}_2$ 随盐度增加而减小。

秋季东海中北部海域表层海水 $p\text{CO}_2$ 与 T 、 S 的关系如图 3 所示, 秋季表层海水 $p\text{CO}_2$ 与 T 、 S 有较好的负相关性: $p\text{CO}_2 = -3.173 T + 117.3$ ($r = 0.761$, $P < 0.001$); $p\text{CO}_2 = -4.778 S + 209.9$ ($r = 0.750$, $P < 0.001$)。

秋季调查海区主要受高温高盐特性黑潮支流的影响, 海水温度升高和盐度增加使海水中 CO_2 溶解度减小, $p\text{CO}_2$ 低。随着低 $p\text{CO}_2$ 黑潮支流的输入, 海水混合作用增强, 温度和盐度降低, $p\text{CO}_2$ 升高, 因此 $p\text{CO}_2$ 与温度、盐度均呈现负相关。

2.3 海-气界面 CO_2 通量

为了了解东海中北部海域是 CO_2 的源或汇, 海-气界面 CO_2 通量公式(1)被用来计算该研究区域的 CO_2 海-气交换通量。计算结果表明秋季各站位 CO_2 海-气交换通量为 2.69 ~ 33.66 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 实测算术平均值为 $(16.79 \pm 8.26) \text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; 使用网格计算法插入 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格后计算各站位的平均值为 $(14.35 \pm 7.06) \text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。这一结果说明东海中北部海域是大气 CO_2 较强的源。

调查海域各站位的 CO_2 海-气交换通量如图 4 所示, CO_2 海-气交换通量在长江口邻近海域相对较大, 在调查海域南部相对较小。由于调查海域站位分布不均匀, 因此使用网格计算法可避免站位空间分布不均匀的问题, 因此使用网格计算法所得的数据更为合理, 调查海区的面积约为 $16.37 \times 10^4 \text{km}^2$, 由此

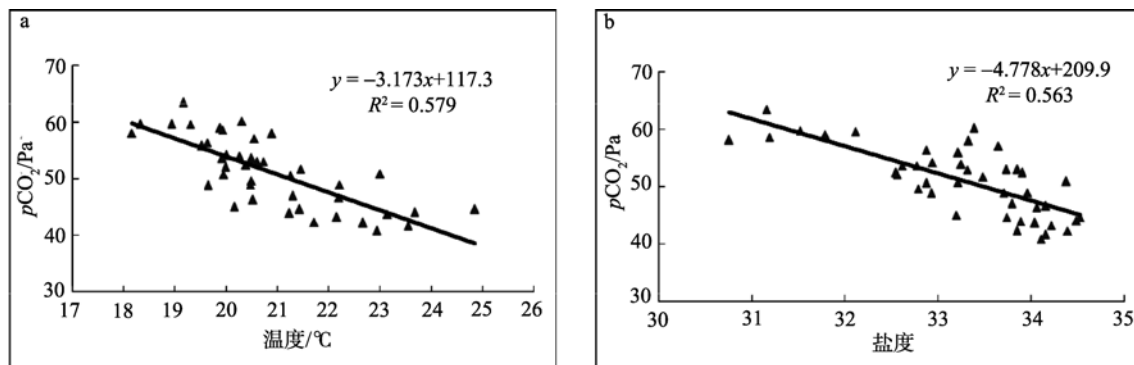


图 3 $p\text{CO}_2$ 与温度(a)、盐度(b)的相关关系

Fig. 3 Relationship between $p\text{CO}_2$ and temperature (a) or salinity (b)

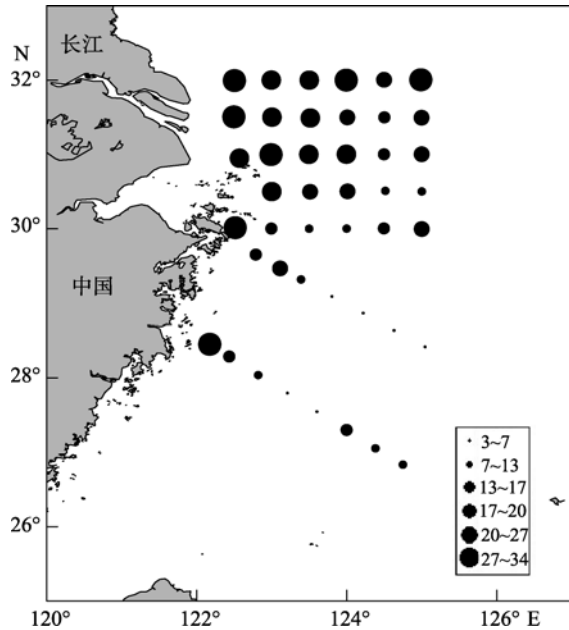


图4 调查海域各站位的 CO_2 海-气交换通量

(●实心圆圈表示海洋向大气释放 CO_2 ; 圆圈的大小表示海-气界面 CO_2 的通量大小, 圆圈越大, 表示通量越大, 反之亦然。)

Fig. 4 Net sea-to-air CO_2 exchange flux at each station (● respects the release flux of CO_2 from ocean to air. The bigger the circle is, the larger the flux is, and vice versa)

估算出 2010 年秋季该海域向大气中释放 CO_2 的量 (以 C 计) 为 $(2.35 \pm 1.16) \times 10^4 \text{ t/d}$ 。

Shim 等^[36] 调查结果显示秋季东海东北部海区的 CO_2 海气通量在 $-1.8 \sim 18.68 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 之间, 平均值为 $(1.35 \pm 2.28) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 主要表现为大气 CO_2 的源; Zhai 等^[27] 对长江口外海的 CO_2 海-气通量进行了季节调查, 结果表明 2007 年 11 月长江口外海的 CO_2 通量在 $3.1 \sim 11.3 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 之间, 也主要表现为大气 CO_2 的源。本文对东海中北部海域的调查研究表明尽管由于计算方法的不同和采样时间的差别, 具体的通量大小存在一些差异, 其在秋季也表现为 CO_2 的源。综合前人研究及本文调查, 发现东海海区在秋季主要为大气 CO_2 的源。

3 结论

2010 年秋季东海中北部海域 $p\text{CO}_2$ 值变化范围为 $40.8 \sim 63.5 \text{ Pa}$, 呈现由东南向西北逐渐增高的趋势。表层海水的温度、盐度和 $p\text{CO}_2$ 的分布特征及 $p\text{CO}_2$ 与 T 、 S 的负相关性表明温盐是影响东海中北部海域 $p\text{CO}_2$ 的重要因素。DIC 高值区主要出现在调查海域东北部及长江口附近海域, 而调查海域南部含量及变化范围均较小。这些因素的分布主要是受

台湾东部流向东北方向的黑潮支流所及长江冲淡水控制的, 追根究底, 长江口附近海域主要受长江冲淡水影响, 而东海中北部大部分海域 $p\text{CO}_2$ 主要是受台湾东部流向东北方向的黑潮支流的影响。

秋季各站位 CO_2 海-气交换通量为 $2.69 \sim 33.66 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 其在长江口邻近海域出现高值区, 而在调查海域南部相对较小。使用网格算法计算各站位 CO_2 海-气交换通量的平均值为 $(14.35 \pm 7.06) \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。由于调查海域站位分布不均匀, 使用网格算法得出 2010 年秋季由海水释放到大气 CO_2 的量 (以 C 计) 为 $(2.35 \pm 1.16) \times 10^4 \text{ t/d}$, 由此可以看出东海中北部海域的秋季水体总体呈现大气 CO_2 的源。

参考文献:

- [1] Battle M, Bender M L, Tans P P, et al. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O_2 and $\delta^{13}\text{C}$ [J]. Science, 2000, 287: 2467-2470.
- [2] Tsunogai S, Watanabe S, Sato T. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2 ? [J]. Tellus, 1999, 51B: 701-712.
- [3] Smyth T J, Tilstone J H, Groom S B. Integration of radiative transfer into satellite models of ocean primary production [J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110: 1-11.
- [4] 谭燕, 张龙军, 王凡, 等. 夏季东海西部表层海水中的 $p\text{CO}_2$ 及海-气界面通量 [J]. 海洋与湖沼, 2004, 35: 239-244.
- [5] Andersson A J, Mackenzie F T. Shallow-water oceans: a source or sink of atmospheric CO_2 ? [J] Frontiers in Ecology and the Environment, 2004, 2(7): 348-353.
- [6] Thomas H, Bozec Y, Elkalay K. Enhanced open ocean storage of CO_2 from shelf sea pumping [J]. Science, 2004, 304: 1005 - 1008.
- [7] Borges A V. Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO_2 fluxes in the coastal ocean? [J]. Estuaries and Coasts, 2005, 28(1): 3-27.
- [8] Cai W J, Dai M H. Comment on "enhanced open ocean storage of CO_2 from shelf sea pumping" [J]. Science, 2004, 306: 1477.
- [9] Nitishinsky M, Andersson L G, Hölemann J A. Inorganic carbon and nutrient fluxes on the Arctic Shelf [J]. Continental Shelf Research, 2007, 27(10-11): 1584-1599.

- [10] Li X G, Song J M, Li N, et al. Dissolved inorganic carbon and CO₂ fluxes in Jiaozhou Bay[J]. *Acta oceanologica sinica*, 2004, 23(2): 279-285.
- [11] Li X G, Song J M, Niu L F, et al. Role of the Jiaozhou Bay as a source/sink of CO₂ over a seasonal cycle[J]. *Scientific marina*, 2007, 71(3): 441-450.
- [12] Chou W C, Gong G C, Tseng C M, et al. The carbonate system in the East China Sea in winter[J]. *Marine Chemistry*, 2010, In press.
- [13] Abril G, Etcheber H, Borges A V, et al. Excess atmospheric carbon dioxide transported by rivers into the Scheldt estuary [J]. *Earth and Planetary Sciences*, 2000, 330: 761-768.
- [14] 高学鲁, 宋金明, 李学刚, 等. 长江口及杭州湾邻近海域夏季表层海水中的溶解无机碳[J]. *海洋科学*, 2008, 4: 61 - 67.
- [15] Ichikawa H, Beardsley R C. The current system in the Yellow and East China Seas[J]. *Journal of Oceanography*, 2002, 58: 77-92.
- [16] 宋金明, 徐永福, 胡维平, 等. 中国近海与湖泊碳的生物地球化学[M]. 科学出版社, 2008: 1-533.
- [17] Song Jinming. Biogeochemical processes of biogenic elements in China Marginal Seas [M]. Zhejiang University Press, 2010: 1-662.
- [18] Weiss R F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas [J]. *Marine Chemistry*, 1974, 2: 203 - 215.
- [19] Mehrbach C, Culbertson C H, Hawley J E, et al. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure [J]. *Limnology and Oceanography*, 1973, 18: 897-907.
- [20] Dickson A G. Thermodynamics of the dissociation of boric acid in synthetic seawater from 273.15 to 318.15 K [J]. *Deep Sea Research*, 1990, 37: 755-766.
- [21] Millero F J. Thermodynamics of seawater at one atmosphere [J]. *Ocean Science and Engineering*, 1982, 7: 403-460.
- [22] Liss P S, Merlivat L. Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis, in: the role of air-sea exchange in geochemical cycling, 1986, 113-127.
- [23] Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget [J]. *Science*, 1990, 247: 1431-1438.
- [24] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97: 7373-7382.
- [25] Hellings L, Dehairs F, Damme S V, et al. Dissolved inorganic carbon in a highly polluted estuary (the Scheldt) [J]. *Limnology and Oceanography*, 2001, 46: 1406-1414.
- [26] Tsurushima N, Nojiri Y, Imai K, et al. Seasonal variations of carbon dioxide system and nutrients in the surface mixed layer at station KNOT (44°N, 155°E) in the subarctic western North Pacific [J]. *Deep-Sea Research II*, 2002, 49: 5377-5394.
- [27] Zhai W D, Dai M H, Guo X H. Carbonate system and CO₂ degassing fluxes in the inner estuary of Changjiang (Yangtze) River [J]. *China Marine Chemistry*, 2007, 107: 342-356.
- [28] Zhai W D, Dai M H. On the seasonal variation of air-sea CO₂ fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea [J]. *Marine Chemistry*, 2009, 117: 2-10.
- [29] Dyrssen D W. The biogeochemistry cycling of carbon dioxide in the oceans-perturbations by man[J]. *The Science of the Total Environment*, 2001, 277: 1- 6.
- [30] Song Y, Chen B, Nishio M, et al. The study on density change of carbon dioxide seawater solution at high pressure and low temperature[J]. *Energy*, 2005, 30: 2298-2307.
- [31] Copin-Montegut C. A formula of the effect of temperature on the partial pressure of carbon dioxide in seawater [J]. *Marine Chemistry*, 1988, 25: 29-37.
- [32] Takahashi T, Olafsson J, Goddard J G, et al. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high latitude surface oceans: A comparative study [J]. *Global Biogeochemistry Cycles*, 1993, 7: 843-878.
- [33] Bates N R, Takahashi T, Chipman D W, et al. Variability of pCO₂ on diel to seasonal timescales in the Sargasso Sea near Bermuda [J]. *Geophysical Research*, 1998, 103(C8): 15567-15585.
- [34] Zhai W D, Dai M H, Cai W J, et al. The partial pressure of carbon dioxide and air-sea fluxes in the northern South China Sea in spring, summer and autumn [J]. *Marine Chemistry*, 2005, 96: 87 - 97.
- [35] Chen F, Cai W J, Claudia B N, et al. Sea surface pCO₂-SST relationships across a cold-core cyclonic eddy: Implications for understanding regional variability

ity and air-sea gas exchange [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34: 10603-10609.

[36] Shim J, Kim D, Kang Y C, et al. Seasonal variations in

$p\text{CO}_2$ and its controlling factors in surface seawater of the northern East China Sea [J]. Continental Shelf Research, 2007, 27: 2623-2636.

Dissolved inorganic carbon and air-sea carbon exchange flux in the central and northern East China Sea in autumn

ZHU Lian-lei^{1,2}, SONG Jin-ming¹, LI Xue-gang¹, YUAN Hua-mao¹, LI Ning¹, DUAN Li-qin^{1,2}, YU Yu^{1,2}

(1. Key Laboratory of Marine Ecology and Environmental Sciences, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. The Graduate School of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

Received: Nov., 11, 2011

Key words: Air-sea flux of carbon; Inorganic carbon; the central and northern East China Sea

Abstract: Based on the comprehensive survey in the central and northern East China Sea near the Yangtze River estuary in November 2010, the distribution of the dissolved inorganic carbon system and air-sea exchange flux of carbon dioxide and its influencing factors were examined in this paper. High DIC was found in the northeast of the investigated area and Yangtze River estuary, whereas DIC content was small and changed gently in the south of the investigated area. The investigated area was mainly affected by the Kuroshio Branch Current which flows from the east part of Taiwan to northeast and Changjiang River Diluted Water. The $p\text{CO}_2$ ranged from 40.8 ~ 63.5 Pa with an increasing trend from southeast area to northwest area along the KBCNT. The $p\text{CO}_2$ in the surface water negatively correlated with temperature and salinity, suggesting that with the increase of the temperature and salinity, the $p\text{CO}_2$ decreased, and vice versa. In addition, according to calculation, the net sea-to-air CO_2 exchange flux in autumn at each station was obtained. It varied from 2.69 to 33.66 mmol/(m² · d) with an average of (14.35 ± 7.06) mmol/(m² · d). The carbon flux near the Yangtze River Estuary was higher than that in the south part of the investigated area. Overall, the central and northern East China Sea emitted $2.35 \times 10^4 \pm 1.16 \times 10^4$ tons of carbon to the atmosphere per day which was a relatively strong source of atmospheric CO_2 in autumn.

(本文编辑: 康亦兼)