

中国近海碳循环研究的主要进展及关键影响因素分析

A review of the major progress on carbon cycle researches in the Chinese marginal seas and the analysis of the key influence factors

高学鲁^{1, 2}, 宋金明¹, 李学刚¹, 龙爱民³, 陈绍勇³

(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 烟台海岸带可持续发展研究所, 山东 烟台 264003; 3. 中国科学院 南海海洋研究所 热带海洋环境动力学重点实验室, 广东 广州 510301)

关键词: 中国近海; 碳循环; 碳源/汇; 生物地球化学; 关键影响因素

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2008)03-0083-08

海洋是地球碳的最重要贮存库之一, 是全球碳循环系统的一个至关重要的子系统和大气 CO₂ 的汇。海洋碳循环过程不仅涉及海洋生物生产过程、化学能流与物流过程, 还与不同时空尺度的海洋环流、大气动力学过程密切相关。大洋碳循环是海洋碳循环的主体。边缘海是陆地与大洋的连接带, 虽然面积远比大洋小, 但由于人类活动的影响以及河流径流不断向其输入丰富的营养物质, 致使其中发生的生物地球化学过程比大洋复杂, 所以, 探明近海碳循环过程是全世界海洋学家必须要面对而且是与大洋碳循环相比更为难解、更具挑战性的研究课题^[1, 2]。

大洋碳循环经过近 12 a 的国际 JGOFS 计划研究, 对其基本的大洋碳源汇格局、海洋生物泵过程等有了比较明确的认识, 但在陆架边缘海碳循环研究中仍存在着诸多的不确定性^[3]。现有的研究结果表明, 边缘海由于具有比大洋更为丰富的内涵(人类活动的显著影响、具有上升流与陆地边界流、具有高的生产力、淡水的季节性大量输入等), 在海洋碳循环中发挥着重要作用。近十几年来, 世界各国的科学家在近海碳循环研究上进行了大量的努力, 获得了一系列的重要结果, 如发现中高纬度陆架边缘海大多为 CO₂ 的汇、低纬度热带亚热带陆架边缘海大多为 CO₂ 的源、海洋动力过程在海洋碳循环中所起的作用巨大、陆地径流严重影响河口区碳源汇格局等^[2, 4]。

中国东部的渤海、黄海、东海及南部的南海总面积达 470 万 km², 是研究近海碳循环的理想海域, 自 1989 年中国开展以研究中国东海海洋通量为起点进行近海碳循环研究以来, 经过海洋科技工作者十多年的努力, 对中国近海碳循环的一些关键环节进行了研究, 获得了一些认识。作者仅就中国近海碳研究的主要进展进行综述, 在此基础上对控制中国近海碳循环的关键过程进行分析。

1 中国近海碳研究的主要进展

1.1 中国近海的碳源汇强度

至目前, 对于中国近海碳源汇强度的研究主要集中在黄海和东海中国海区, 南海中国海区和渤海的结果较少。虽然由于研究区域大小不同、所采用的方法不同等原因, 不同研究者的研究结果在量值上存在较大差异, 但各研究结果显示, 以年为尺度, 渤、黄、东、南海均表现为大气 CO₂ 的汇(表 1)。

表 1 中国近海碳源汇格局

Tab. 1 The pattern of carbon sink/ source in the Chinese marginal seas

研究区域	研究者	源汇强度 * (× 10 ⁴ t/a)	参考文献
渤海	宋金明	284	[5]
黄海	宋金明	896	[5]
	Kim	600 ~ 1 200	[6]
东海	胡敦欣、杨作升	430 **	[7]
	宋金明	188	[5]
	Tsunogai 等	3 000 **	[8]
	Wang 等	1 300 ~ 3 000	[9]
南海	韩舞鹰等	1665	[10]

注: * 正值表示吸收大气 CO₂, 即为大气 CO₂ 的汇; ** 包括部分南黄海水域

收稿日期: 2006-04-12; 修回日期: 2006-11-02

基金项目: 国家 973 计划资助项目 (2005CB407305); 中国科学院“百人计划”资助项目; 青岛市科技将才专项计划资助项目 (04-3-JJ-03, 05-2-JC-90)

作者简介: 高学鲁 (1976-), 男, 山东招远人, 博士, 主要从事海洋生物地球化学研究, 电话: 020-89023164, E-mail: xlgao @yic. ac. cn; 宋金明, 通讯作者, 电话: 0532-82898583, E-mail: jmsong @ms. qdio. ac. cn

从表 1 可以看出,渤海每年可从大气中吸收 284×10^4 t 碳^[5],南海可吸收 $1\,665 \times 10^4$ t^[10]。黄海的碳汇强度: Kim^[6] 的研究结果平均为每年 900×10^4 t 碳左右,宋金明^[5]的研究结果为 896×10^4 t,二者非常接近。对于东海,宋金明^[5]的研究结果为 188×10^4 t,胡敦欣、杨作升^[7]的研究结果为每年 430×10^4 t, Tsunogai 等^[8]的研究结果为 $3\,000 \times 10^4$ t, Wang 等^[9]的研究结果平均在 $2\,150 \times 10^4$ t,这些结果差异非常大,这既和不同研究者所用方法不同有关,更主要的原因则可能与不同研究者在估算东海碳汇强度时所考虑的海域面积上的差异有关。关于南海的碳源汇强度,由于韩舞鹰等^[10]的工作开展的较早,受研究条件所限,他们发表的结果中存在很多不确定之处。根据最近的报道,位于南海北部的“东南亚时间序列站”(SEATS; $18^\circ 15' \text{N}$, $115^\circ 35' \text{E}$) 2002 年 3 月至 2003 年 4 月的数据显示,该站总体上表现为大气 CO_2 的汇,海水吸收大气 CO_2 的平均速率在 $0.11 \pm 0.08 \sim 0.23 \pm 0.18 \text{ mol}/(\text{m} \cdot \text{a})$ 的范围内^[11]。Zhai 等^[12]对南海北部的研究表明,春、夏、秋 3 个季节该海域均表现为大气 CO_2 的源。

中国近海碳源汇的强度还有季节上的巨大差异。春季和冬季时渤、黄、东海皆为大气 CO_2 的汇,分别可吸收的 CO_2 为 769×10^4 t 和 $1\,356 \times 10^4$ t;夏季时皆为 CO_2 的源,可释放到大气中的 CO_2 为 459×10^4 t 碳;秋季渤海与北黄海为 CO_2 的汇,可从大气中吸收 27×10^4 t 碳,南黄海与东海是 CO_2 的源,可向大气中释放 324×10^4 t 碳,因此,秋季整个东中国海总体上是向大气中释放碳的^[5]。胡敦欣、杨作升^[7]对于东海的研究结果表明,春季和夏季东海表现为大气 CO_2 的汇,秋季和冬季则表现为源;3 种不同计算方法的平均值显示,春、夏、秋、冬 4 个季节吸收或释放的 CO_2 分别为 350×10^4 t、 280×10^4 t、 190×10^4 t 和 10×10^4 t。可见,宋金明和胡敦欣、杨作升的研究结果在春季和秋季东海是吸收还是释放 CO_2 的问题上是一致的,而另外两个季节的结果则是相反的。位于南海北部的 SEATS 站数据显示,春、夏、秋、冬 4 个季节该站海水吸收大气 CO_2 的速率范围分别为 $0.00 \pm 0.01 \sim 0.02 \pm 0.05$ 、 $-0.03 \pm 0.01 \sim -0.23 \pm 0.06$ 、 $-0.18 \pm 0.10 \sim -0.45 \pm 0.25$ 和 $0.62 \pm 0.20 \sim 1.42 \pm 0.46 \text{ mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ^[11]。

另外,不少研究者对一些海域某些季节的海-气间 CO_2 通量进行了研究^[12-17]。2003 年的研究表明,胶州湾 6、7 月份为大气 CO_2 的源区,两个月份海-气间 CO_2 的平均交换通量分别为 0.55 和 $0.72 \text{ mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$, 6 月和 7 月胶州湾释放到大气中的碳分别为 61.7 和

$80.8 \text{ t}^{[13]}$ 。长江口及东海西部海域夏季的调查结果表明,长江口口门附近海域和浙江近岸海域为 CO_2 的源区, 123°E 以东的调查海域表现为大气 CO_2 的汇,尤其是以 123°E , 32°N 为中心,存在着一个极强的大气 CO_2 汇区;就整个东海西部海域而言,夏季可从大气净吸收 15.3×10^4 t 碳^[14]。张远辉等^[15]的研究表明,中国台湾海峡南部夏季表现为大气 CO_2 的弱源,冬季表现为汇,海-气间 CO_2 的平均交换通量分别约为 0.1 和 $-8 \text{ mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。Zhai 等^[12, 16]的研究结果表明,珠江口盐度 < 0.5 的表层水晚春和夏季具有很高的 CO_2 分压 ($p(\text{CO}_2)$), 最高值均超过 405 Pa , 为大气中 CO_2 分压的 10 倍以上;而在离岸超过 100 km 的南海北部春季、夏季和晚秋季节表层水的 $p(\text{CO}_2)$ 在 $36.5 \sim 45.6 \text{ Pa}$ 的范围内波动,总体上表现为大气 CO_2 的源,海水向大气释放 CO_2 的平均速率为春季和秋季 $1 \sim 3 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 夏季 $7 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。Rehder 和 Suess^[17]的研究结果表明,晚夏季节南海表现为中等强度的大气 CO_2 的源,在海盆区和南部陆架区海-气间 CO_2 交换通量分别为 $0 \sim 1.9$ 和 $0.3 \sim 5.5 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。

可以看出,中国近海海-气间 CO_2 通量的时空变化非常显著,从目前已完成的研究中很难给出中国近海碳源汇强度的准确结果,因此继续开展中国近海碳源汇的研究工作是十分必要的。

1.2 中国近海碳生物地球化学过程研究

1.2.1 溶解与颗粒碳的转化

海洋的所有有机物中,生命颗粒有机物只占 2%,非生命颗粒物占 9%,而溶解有机物占 89%。以碳为核心的生源物质循环研究关心的是全部的与生命活动有关的有机物质。生命活动是海洋中最积极、最活跃的活动,有生命的有机物的生物量虽然只占海洋中总有机物的 2%,但所起的作用是巨大的。在海洋初级生产者当中, $2 \sim 20 \mu\text{m}$ 的微型浮游生物和小于 $2 \mu\text{m}$ 的超微型浮游生物占有很大比重,它们的贡献经常超过传统概念上的生产者——硅藻,特别是在热带海域^[18]。

非生命颗粒物是海洋中构成碳的垂直通量的主要组分,也是生态系统能流和物流的重要环节和通道。非生命颗粒物来自生命的颗粒物,但二者消长并不同步,非生命颗粒物有其自身的消长规律。有的海区(如河口和港湾)初级生产力并不高,却支持着一个相当高的渔产量,其原因就是因为非生命颗粒物的贡献和微生物的二次生产。1994 年对东海进行的两个航次调查,表明东海颗粒有机碳(POC)的平均质量浓度为 $417 \mu\text{g}/\text{L}$,分布主要受长江径流输

入的颗粒物影响,秋季明显高于春季数值,很显然,在东海非生命的颗粒是主要的^[5, 19]。

生物活动对于海洋碳循环的影响意义重大。浮游植物的初级生产和浮游动物的次级生产将溶解无机碳转化为溶解有机碳(DOC)和颗粒有机碳,而一部分有机碳又通过生物的呼吸作用和细菌的分解作用而消耗掉。细菌广泛分布于海洋中,细菌在利用有机碳的过程中又被上层营养级分的原生动物等水生生物滤食,转化为更高层次生物可利用的颗粒碳。Shiah 等^[20]的研究表明,在东海陆架区秋季,细菌消耗的有机碳与浮游植物的初级生产相当,初级生产无法供应浮游生物呼吸作用所消耗的有机碳,河流输入和(或)表层沉积物再悬浮是潜在的有机碳补充来源。对长江冲淡水区细菌生产力的研究表明,该区春季和秋季平均细菌生产力相当于浮游植物初级生产力的 23 %^[21]。秋季表层细菌生产力在 0.22 ~ 3.35 mg/(m³ · h) 碳,平均为 1.44 ± 1.30 mg/(m³ · h) 碳;春季表层细菌生产力在 0.56 ~ 4.41 mg/(m³ · h) 碳,平均为 2.43 ± 1.22 mg/(m³ · h) 碳。细菌生产力高值区与初级生产力和叶绿素 a 高值区相吻合。在珊瑚礁泻湖中,生物因素控制着 POC 的循环,其效率很高,90 % 以上的 POC 在进入沉积物之前被释放或重新利用^[22]。

1.2.2 表层沉积物再悬浮

底层物质再悬浮对物质通量产生明显影响,再悬浮中由于再矿化率增高、间隙水与上覆水混合,大部分生源要素的浓度一般都会得到提高。海洋微生物作为海洋食物链的下层,对整个海洋生物链具有重要影响。再悬浮对微生物食物网的影响主要通过再悬浮过程中的再矿化及可溶性的营养物和有机颗粒物与水体的混合作用,转变为藻类和细菌更易利用的营养形式,以及悬浮颗粒的表面积更利于细菌吸附。Garsteckl 等^[23]曾对沉积物再悬浮对微生物食物网带来影响作过专门研究,发现在再悬浮过程中水体中微型浮游生物、微型自养生物、根足虫、和异养浮游生物的丰度会有明显提高,并与悬浮物的浓度呈正相关,海底硅藻和纤足虫与悬浮物也有类似关系。

表层沉积物的再悬浮是造成颗粒碳垂直转移量不能准确获得的主要原因。对东海长江口及邻近海域表层沉积物的再悬浮和 POC 的垂直净通量研究可知,丰水期表层沉积物的再悬浮比在表层水为 47.4 % ~ 79.2 % (平均值为 65.6 %),底层的再悬浮比率更高,在 72.8 % ~ 97.0 % (平均值为 89.4 %)。POC 的表现垂直转移通量为 12.4 ~ 148.2 mg/(m² · d) 碳,而其净通量为 0.8 ~ 117.4 mg/(m² · d) 碳。POC 净垂直

通量的平均值是表层水为 53.00 mg/(m² · d) 碳,次表层水为 117.40 mg/(m² · d) 碳,中层水为 8.18 mg/(m² · d) 碳,底层水为 5.73 mg/(m² · d) 碳。在丰水期,海水通过海-气交换得到的 CO₂ 仅有 13 % 以颗粒有机碳的形式垂直转移而形成表层沉积物中的有机碳,其余的 87 % 没有被埋葬的碳或通过生物泵过程或通过动力过程进入水体再循环,有一部分还可能将通过复杂的途径以 CO₂ 的形式返回到大气中^[5]。

1.2.3 碳与其它营养元素的关系

碳与其他的生源要素氮磷硅一同参与生物地球化学循环,碳-氮-磷-硅体现出的相互耦合作用十分明显。在渤海南部海域沉积物中有机碳的分解速率常数为 $4.8 \times 10^{-3} / \text{a}$,沉积物中碳参与再循环的速率远低于氮和磷,尤其是氮,仅比硅高,碳参与再循环的速率受制于其他生源要素的影响,C、N、P、Si 这 4 种生源要素的分解速率常数大小顺序为 $N > P > C > \text{Si}$ 。由于早期成岩过程中有大量氮与沉积物组分以不同方式结合保留在其中,导致其 C/N 远小于 OC(有机碳)/ON(有机氮)。OC/ON 值随深度增加而减小则是由于沉积物 ON 中含有大量非活性组分及其黏土矿物对 ON 的吸附导致了 ON 的富集,显然沉积物中碳的早期成岩过程受到其它生源要素的影响^[24]。沉积物中的碳可通过沉积物-海水界面可向水体扩散,其量在边缘海可占水体中总碳循环量的 20 % ~ 40 %^[25]。

1.3 新方法的研究

海洋在全球变化中的作用是巨大的,海洋碳循环是全球海洋通量变化的核心^[26 ~ 28],而研究海洋碳循环的基础是准确测定海洋中的各项参数。近年来,国内外在研究海洋参数的准确测定上做出了巨大的努力^[29 ~ 31],但至目前国际一些学者还是认为海洋碳循环研究中所涉及到的 4 个关键参数——pH 值、总碱度、溶解无机碳(DIC)及 $p(\text{CO}_2)$ 尚需进行深入研究以获得更准确测定的方法,并认为海洋碳源汇强度不确定的主要原因是这些参数测定的不准确性引起的^[3, 32],所以,建立海洋中这些关键参数准确测定方法仍是海洋学特别是全球海洋变化海洋学迫切需要解决的问题。

目前海水中 DIC 的主要测定方法是用库仑滴定法和红外 CO₂ 分析法,国际上较公认的是库仑滴定法。美国的能源部(DOE)、国家海洋大气局(NOAA)和国家科学基金会(NSF)对 DIC 的库仑滴定法进行了系统的研究,认为库仑滴定法测定海水中的 DIC 可以满足当今海洋碳循环研究的需要,其后

Dickson 和 Keeling 等^[33]的国际不同实验室的互较证实了上述结论,通过这种方法 DIC 的测定精度可达 $\pm 3 \mu\text{mol/kg}$ 。库仑滴定法和红外 CO_2 分析法均需使用比较贵重复杂的仪器,不太适合外海大量调查^[34]。在中国,海水中 DIC 与 $p(\text{CO}_2)$ 大海域的实际调查数据比较缺乏,其主要原因在于目前的方法不太适合于现场调查,所以建立准确度较高、简易、可现场测定的方法是中国开展海洋碳循环研究的关键。宋金明等^[35]在大量实验基础上,建立了海水气提 $\text{CO}_2 \rightarrow$ 吸收液吸收 $\text{CO}_2 \rightarrow$ 分步容量滴定法测定海水中 DIC 的方法,准确度高、操作简便,并利用此方法对胶州湾海域海水中的 DIC 进行了测定,取得了很好的结果。

海洋沉积物是全球碳的重要源与汇,在碳循环中起着重要的作用。海洋沉积物中的碳分为无机碳和有机碳,到目前为止,绝大部分研究集中于有机碳,很少涉及无机碳。而实际上,海洋沉积物中无机碳的含量往往要比有机碳高得多,特别是在近海。对无机碳的研究主要集中于总无机碳的含量及其分布。测定方法一般是采用盐酸(或醋酸)处理样品,测定被溶出的钙和镁含量,然后计算出碳酸盐的量;也有的用元素分析仪或其它可以测定 CO_2 的仪器直接测定^[36, 37]。事实上,沉积物中的碳酸盐可以形成多种矿物,这些矿物虽然都可以被盐酸破坏,但在自然条件下很难形成这样强的酸度。不同结合强度的碳酸盐在不同的 pH 下被溶出的量不同,这些不同结合强度的无机碳在海洋碳循环中的作用也明显不同,所以测定这些不同结合强度的无机碳是研究海洋沉积物中无机碳在碳循环中作用的前提。

海洋沉积物中的碳酸盐矿物主要有方解石、文石、白铅矿、角铅矿、菱锌矿、菱镁矿、菱锰矿和菱钴矿等。这些矿物的粒度很小,常规操作则不可能获得这些单矿物,只能研究不同粒级下总碳酸盐的含量,而不能给出哪些碳酸盐可在某些条件下被溶解。研究表明:这些矿物在不同 pH 值介质中的溶解能力不同,菱钴矿和菱锌矿等溶于氨水;白铅矿和角铅矿可溶于 NaOH ;方解石和文石则主要溶于酸。故可根据碳酸盐矿物的这些特征,选择不同强度的浸取剂溶解不同形态的碳酸盐,从而为进一步探讨沉积物中无机碳在海洋碳循环中的行为奠定基础。李学刚等^[38]基于这一思路,首次通过实验提出了鉴定海洋沉积物中不同结合强度无机碳的顺序浸提法,将沉积物中的无机碳分为:NaCl 相、氨水相、氢氧化钠相、盐酸羟胺相和盐酸相,并确定了不同相的最佳浸取条件。

2 关键影响因素分析

虽然中国近海的渤海、黄海、东海、南海在地理地貌特征、自然环境等方面有很大的差异,但从大的方面来总结归纳控制其碳循环的关键过程仍有许多相似之处,可以总结为以下几个方面。

2.1 河流输入(包括陆地污物输入)是大河口碳循环的关键控制环节

中国河流众多,河流年入海水量占全球入海水量的 7%^[39]。大量的生源要素随河流淡水入海,对河口区的碳源汇产生直接或间接的影响。河流淡水除了携带大量的溶解态和颗粒态碳对河口区碳生物地球化学产生影响以外,其携带的泥沙和氮、磷等营养元素可通过调节浮游植物的初级生产影响海洋生物泵的运作来调控河口区的碳源汇强度。对中国近海而言,黄河、长江、珠江等的淡水输入对其河口及邻近海域碳源汇的强度有重要的影响。

仅以长江口为例,强大的径流不断向河口及邻近海域输送营养盐类,成为生物生存和发展的物质基础。长江营养盐年入海量为总无机氮 $8.88 \times 10^6 \text{ t}$,磷酸盐 $1.36 \times 10^4 \text{ t}$,硅酸盐 $2.04 \times 10^6 \text{ t}$,硝酸盐 $6.36 \times 10^5 \text{ t}$,活性铁 $2.7 \times 10^3 \text{ t}$ ^[40]。2003 年 5 月的调查表明,从淡水区到海水区,长江河口由很强的 CO_2 源逐渐过度到弱的 CO_2 汇,总体来说,123°E 以西的区域为 CO_2 源区,海-气间 CO_2 的平均交换通量为 $30.78 \text{ mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。回归分析表明,淡咸水混合所引起的温盐变化是造成该区域 CO_2 源汇空间差异的主要原因,浮游植物的光合作用对其也有一定影响^[41]。

全球陆地生态系统每年通过河流向海洋排放约 $0.45 \times 10^9 \text{ t}$ 的有机碳^[42]。中国河流每年向海洋运输的有机碳总量约为 $0.07 \times 10^9 \text{ t}$,其中输送到南海的为 $7.69 \times 10^6 \text{ t}$,东海为 $34.10 \times 10^6 \text{ t}$,黄海为 $1.20 \times 10^6 \text{ t}$,渤海为 $27.38 \times 10^6 \text{ t}$ ^[43]。河口是陆源物质向海洋输送的必经之处,陆源物质首先对河口区的生态环境产生重要影响。从上个世纪 80 年代初对中国海的有机物质含量的分布开始调查研究以来,经过 10 a 左右的时间,至 90 年代对中国从北方到南方沿海特别是渤海湾、胶州湾、大亚湾、黄河口、长江口、珠江口水域及东海海域的表层水中所含溶解有机碳、颗粒有机碳及腐殖质等有机物质含量的分布及其季节变化等有了概括性的认识;另外还对个别湾、河口水域中所含人造有机污染物的分布情况有了初步的了解^[44]:(1) 对于有地表径流注入的海湾,如渤海湾、胶州湾等,径流向湾中排出的水中含有丰

富的有机物质,这些物质与浮游生物的生长繁殖有密切关系,构成当地海洋生物量增长的基础。(2)黄河内河泥沙多,有机物含量相对少,但入海后随着泥沙的沉降,有机物含量大增,是当地生物生长发育良好的营养物质,形成鱼虾群体的栖息、索饵繁殖的良好场所。在长江和珠江下游时就携带大量有机物质,入海后有机物质逐渐向外海搬运递减,直至与外海的有机物质含量相接近。

近 20 a 来,长江输入东海的生源要素的含量居高不下,致使长江口沿岸东海内陆架区频频发生赤潮。频繁出现的赤潮严重影响了该海区的生态系统,给水产养殖和渔业生产造成重大损失。长江口赤潮多发区全年赤潮发生的最高纪录为 19 次,累计持续时间约 60 d^[45]。截至目前,赤潮对于长江口和东海碳循环的影响仍未有报道。三峡大坝已于 2003 年 6 月开始蓄水,其全部竣工以后必然会对东海产生多方面的影响,但究竟会产生什么样的影响,不同的研究者有不同的见解。Chen^[46]认为三峡大坝会降低东海的上升流强度,进而降低东海的生产力。而 Chen 等^[47]则认为三峡大坝建成以后会使长江口及东海内陆架区赤潮现象更加严重,影响范围更加广阔。三峡大坝势必会对东海的碳循环产生深远影响。有关这方面的研究急待开展。

2.2 海洋生物泵过程、水文、动力条件决定着碳源汇的强度

中国近海水体中含有丰富的有机碳,这些丰富的有机碳是海洋生物泵过程的基础。在东海陆架水体中,有机碳中的 DOC 平均占 87.5%,POC 占 11%^[20]。可以认为东海陆架水中的碳来源于海-气界面 CO₂ 交换,然后通过浮游植物的光合作用和浮游动物的次级生产将溶解无机碳转化为 DOC 和 POC^[20]。东海陆架物质的垂直通量随海域的水深不同有明显的差别。碳在东海陆架垂直转移主要依赖于 POC,在表层水体占总碳的 98%以上,在底层占 68%以上^[20]。POC 的垂直分布与水体中的总悬浮颗粒物浓度、陆源沉积物供应和海洋生物作用密切相关^[48]。

对于东海的研究表明,虽然东海内陆架区沉积物和有机碳的沉积速率较高,但从陆架坡到冲绳海槽只有少部分有机碳被埋藏,大部分被输出或再矿化^[49, 50]。但也有研究表明,冲绳海槽南部是一个重要的有机颗粒物沉积中心,贴近底层的水平输送被认为是物质输出东海陆架的主要过程^[51, 52]。DOC 的年输出量几乎相当于 POC 年输出量的 4 倍,分别为 $4.14 \times 10^{11} \text{ mol/a}$ 碳和 $1.06 \times 10^{11} \text{ mol/a}$ 碳比河流输入东海 DOC 量的 2 倍还多^[51]。在东海陆架的南部,有机碳浓

度虽然不高,但却具有较高沉积速率^[53]。

海洋动力条件在很大程度上决定碳源汇的强度,近海环流、上升流过程、海水上下层的混合等决定着海-气间 CO₂ 通量的方向及碳在海洋水体中的分配和最终的储藏量。海-气界面过程还决定于大气动力条件等气象因素,通过水-气界面的气体通量随风速增加而增大。对于南海的研究表明,99% 的碳经由中层水和底层水进入南海,然后随海水的上升进入南海上层;上层水中 91% 的碳流出南海进入邻近大洋^[10]。Chen 和 Tsunogai^[54]认为,尽管南海积累了不少人为来源的碳,但由于南海没有深层水和中层水生成,因而过剩 CO₂ 不易向深处输送,而且南海存在的多处上升流有利于含有过剩 CO₂ 的次表层水向上输送。

季节变化带来的海水温度特别是表层海水温度变化是决定海-气界面交换大气 CO₂ 量的最直接因素,可以说表层海水温度变化是决定中国近海表观碳源汇的决定性因素之一。实验室内模拟获得的结果表明,温带海域表层水 CO₂ 分压 ($p(\text{CO}_2)$) 和水温 (T) 之间存在如下关系:在 4 ~ 28 °C 的范围内, $p(\text{CO}_2) = 221.03 + 6.62 \times T$ ($r^2 = 0.96, n = 23$)^[5]。实测数据表明,春季东海 $p(\text{CO}_2)$ - T 之间存在如下关系: $p(\text{CO}_2) = 221 + 5.48 \times T$ (± 8) ($r^2 = 0.90, n = 21$)^[9]。尽管南海与大气碳交换的净方向是由大气进入南海,但如果扣除河水和雨水带入的碳,南海为大气 CO₂ 的一个源,海水进入南海到流出南海一次循环过程中,约有 0.07% 的碳以气态形式转入大气^[10],这与该海域表层寡营养盐、终年高温有很大关系^[55]。

2.3 近岸区域的大规模人工养殖对碳循环影响很大

中国是世界第一水产养殖大国。海水养殖是中国近几年发展较快的领域,2003 年全国海水养殖面积达 $6.65 \times 10^4 \text{ km}^2$,养殖产量约 $1.25 \times 10^7 \text{ t}$ ^[56]。目前在中国的海水养殖中,贝、藻类是海水养殖的主要品种,其次为对虾和网箱养殖。海水养殖中的养殖方式、养殖密度、养殖规模、使用的饵料性质及成分、投饵量及饵料利用率等因素都会对周围海域环境造成影响。

贝类养殖不需要人工投饵,但有内源代谢问题。贝类为滤食性生物,对食物没有严格的选择性,浮游植物、有机碎屑、泥沙颗粒等都可被贝类滤食。贝类从滤食浮游植物和有机碎屑中获取物质和能量。摄入体内的未被同化的部分物质以粪便的形式排出;被同化的部分物质则一部分以呼吸和排泄的形式丢失,其余的部分用于生长。贝类代谢过程排入水中

的产物,80%左右是可溶性物质,其余为悬浮物^[57]。研究表明,每年每克干重的贻贝(*Mytilus edulis*)产生的粪便量为1.76 g(干重),其中含碳0.13 g;筏式养殖过程中,每平方米的面积上此种贻贝每年产生的粪便中含有8.5 kg 碳^[58, 59]。在烟台四十里湾,壳高4.11 mm的栉孔扇贝其生物沉积速率最高达230 mg/(g·d),生物沉积物中碳的质量分数为5.04%^[60]。由此可见,贝类养殖过程中产生的代谢物会影响水体中的碳在不同形态之间转变。

对虾养殖和网箱养殖现在主要采用人工投饵为主的精养方式,而饵料投喂是对海洋环境产生影响的一个重要因素。目前大部分地区对虾养殖中饵料系数一般保持在1.4~1.7,也就是说生产1 t 虾,需要投入1.4~1.7 t 饵料。饵料的利用率基本保持在80%左右,即大约有20%左右的饵料未被利用,这些残饵和养殖鱼类的排泄物都进入水环境。研究表明,网箱养鱼过程中以渔产品收获的营养物质一般仅占投喂饵料营养物质总量的30%左右,其余部分以颗粒态或溶解态养殖废物的形式排入环境中^[61]。每生产1 t 鱼就有878~952 kg 的碳进入水中,约合碳总输入量的75%~78%;也有报道为750 kg 或561 kg 不等。有的研究者认为这些碳中大部分以溶解态形式进入水体;也有人认为40%以溶解态形式,44%以颗粒态形式(残饵和粪便等)进入水体^[62]。

另外,养殖区的网箱、筏架等养殖工具还会对海流等水文状况产生影响。桑沟湾贝类悬浮式养殖使潮流速度比养殖前减小约35%~40%;蓬莱芦洋湾浅海筏式养殖面积从1976年的18 km²扩大到1990年的47.7 km²后,同期同区域大潮期5 m 水层最大和最小流速分别从46和16 cm/s 降至16和2 cm/s^[63, 64]。海流减弱直接对水体交换产生影响,从而不可避免地对碳循环的某些环节产生影响。

总之,大规模人工养殖对于近海碳循环的影响不可忽视。

3 结语

海洋碳系统是一个物理系统、化学系统、生命系统等多个系统相互耦合的开放的复杂巨系统。海洋碳系统的微小波动会对全球气候和生态环境产生显著影响。因此,海洋碳循环研究在今后较长一段时间内仍将是全球变化研究的热点领域。

综合上述可以看出,通过最近十几年来研究,对于中国近海碳的基本地球化学特征、参与的一些过程有了基本的了解,但总体而言,中国近海碳循环的研究还刚刚起步,任重而道远,需要在长时间跨度上对碳源汇的强度及其变化的控制性因素、控制碳

循环关键环节的生物地球化学过程等进行系统的研究。CO₂是中国乃至世界海洋碳循环最主要的研究对象,国外对于海洋中甲烷、一氧化碳等其它含碳气体也已经开展了不少研究工作,中国近海也有这方面的零星报道,更大规模的研究工作有待尽快开展。

参考文献:

- [1] Borges A V. Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? [J]. *Estuaries*, 2005, 28: 3-27.
- [2] Borges A V, Delille B, Frankignoulle M. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32, L14601, doi: 10. 1029/2005GL023053.
- [3] Fasham M J R, Balifio B M, Bowles M C. A new vision of ocean biogeochemistry after a decade of the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) [J]. *AMBIO* (Special Report 10), 2001, 4-31.
- [4] Cai W J, Dai M. Comment on "Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping" [J]. *Science*, 2004, 306: 1 477c.
- [5] 宋金明. 中国近海生物地球化学[M]. 济南: 山东科技出版社, 2004, 1-606.
- [6] Kim K R. Air-sea exchange of the CO₂ in the Yellow sea[R]. Soul: The 2nd Korea-China Symposium on the Yellow Sea Research, 1999.
- [7] 胡敦欣, 杨作升. 东海海洋通量关键过程[M]. 北京: 海洋出版社, 2001. 1-204.
- [8] Tsunogai S, Watanabe S, Sato T. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂? [J]. *Tellus*, 1999, 51B: 701-712.
- [9] Wang S L, Chen C T A, Hong G H, et al. Carbon dioxide and related parameters in the East China Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20: 525-544.
- [10] 韩舞鹰, 林洪瑛, 蔡艳雅. 南海的碳通量研究[J]. 海洋学报, 1997, 19(1): 50-54.
- [11] Chou W C, Sheu D D D, Chen C T A, et al. Seasonal variability of carbon chemistry at the SEATS time-series site, northern South China Sea between 2002 and 2003[J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2005, 16(2): 445-465.
- [12] Zhai W, Dai M, 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.
- [13] Li X, Li N, Gao X, et al. Dissolved inorganic carbon and CO₂ fluxes across Jiaozhou Bay air-water interface [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 23(2): 279-285.
- [14] 谭燕, 张龙军, 王凡, 等. 夏季东海西部表层海水中的 pCO₂ 及海-气界面通量[J]. 海洋与湖沼, 2004, 35

- (3): 239-245.
- [15] 张远辉, 黄自强, 王伟强, 等. 台湾海峡二氧化碳研究[J]. 台湾海峡, 2000, 19(2): 163-169.
- [16] Zhai W, Dai M, Cai W J, *et al.* High partial pressure of CO₂ and its maintaining mechanism in a subtropical estuary: the Pearl River estuary, China[J]. **Marine Chemistry**, 2005, 93(1): 21-32.
- [17] Rehder G, Suess E. Methane and pCO₂ in the Kuroshio and the South China Sea during maximum summer surface temperatures[J]. **Marine Chemistry**, 2001, 75: 89-109.
- [18] 宋金明. 中国的海洋化学[M]. 北京: 海洋出版社, 2000, 1-210.
- [19] 刘文臣, 王荣, 吉鹏. 东海颗粒有机碳的研究[J]. 海洋与湖沼, 1997, 28(1): 39-43.
- [20] Shiah F K, Liu K K, Kao S J, *et al.* The coupling of bacterial production and hydrography in the southern East China Sea[J]. **Continental Shelf Research**, 2000, 20: 459-477.
- [21] 刘子琳, 越川海, 宁修仁, 等. 长江冲淡水区细菌生产力研究[J]. 海洋学报, 2001, 23(4): 93-99.
- [22] 宋金明, 赵卫东, 李鹏程, 等. 南沙珊瑚礁生态系的碳循环[J]. 海洋与湖沼, 2003, 34(6): 586-592.
- [23] Garsteckl T, Wickham S A, Arndt H. Effects of experimental sediment resuspension on a coastal planktonic microbial food web[J]. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, 2002, 55: 751-762.
- [24] Song J M, Ma H B, Lü X X, 2002. Nitrogen forms and decomposition of organic carbon in the southern Bohai Sea core sediments[J]. **Acta Oceanologica Sinica**, 2002, 21(1): 125-133.
- [25] 宋金明. 中国近海沉积物-海水界面化学[M]. 北京: 海洋出版社, 1997, 1-222.
- [26] Jahnke R A. The global ocean flux of particulate organic carbon: a real distribution and magnitude[J]. **Global Biogeochemical Cycle**, 1996, 10: 297-310.
- [27] Gruber N. Anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean[J]. **Global Biogeochemical Cycle**, 1998, 12: 165-191.
- [28] Langenfelds R L, Francey R J, Steele L P. Partitioning of the global fossil CO₂ sink using a 19-year trend in atmospheric O₂[J]. **Geophysical Research Letters**, 1999, 26: 1 897-1 900.
- [29] 宋金明, 詹滨秋. 海水中溶解有机碳(DOC)的测定[J]. 海洋湖沼通报, 1992, 3: 34-40.
- [30] Roche M P, Millero F J. Measurement of total alkalinity of surface waters using a continuous flowing spectrophotometric technique[J]. **Marine chemistry**, 1998, 60: 85-94.
- [31] Fletcher P J, Staden J F. Determination of carbonate and hydrogen carbonate by titration using sequential injection analysis[J]. **Analytic Chimica Acta**, 2003, 485: 187-194.
- [32] Wallace D W R. Introduction to special section: Ocean measurements and models of carbon sources and sinks[J]. **Global Biogeochemical Cycle**, 2001, 15(1): 3-10.
- [33] Johnson K M, Dickson A G, Eiseleid G, *et al.* Coulometric total carbon dioxide analysis for marine studies: assessment of the quality of total inorganic carbon measurements[J]. **Marine Chemistry**, 1998, 63: 21-37.
- [34] 姬泓巍, 徐环, 辛惠慕, 等. 海水中溶解无机碳 DIC 的分析方法[J]. 海洋湖沼通报, 2002, 4: 16-24.
- [35] 宋金明, 李学刚, 李宁, 等. 一种海水中溶解无机碳的准确简易测定方法[J]. 分析化学, 2004, 32(12): 1 689-1 692.
- [36] Bhushan R, Dutta K, Somayajulu B L. Concentration and burial fluxes of organic and inorganic carbon on the eastern margins of the Arabian Sea[J]. **Marine Geology**, 2001, 178: 95-113.
- [37] Isla E, Masque P, Palangues A, *et al.* Sediment accumulation rate and carbon burial in the bottom sediment in a high productivity area: Gerlanche strait (Antarctica)[J]. **Deep-Sea Research**, 2002, 49: 3 275-3 287.
- [38] 李学刚, 李宁, 宋金明. 海洋沉积物中不同结合态无机碳的测定[J]. 分析化学, 2004, 32(4): 425-429.
- [39] 李晶莹, 张经. 中国主要河流的输沙量及其影响因素[J]. 青岛海洋大学学报, 2003, 33(4): 565-573.
- [40] 沈志良, 陆家平, 刘兴俊, 等. 长江口营养盐的分布特征及三峡工程对其的影响[A]. 中国科学院海洋研究所. 海洋科学集刊[C]. 北京: 科学出版社, 1992. 33: 109-129.
- [41] 高学鲁. 中国近海典型海域溶解无机碳系统的生物地球化学特征[D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 2005. 1-126.
- [42] Ludwig W, Probst J L, KEMPE S. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion

- [J]. **Global Biogeochemical Cycle**, 1996, 10: 23-41.
- [43] 方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳循环及其全球意义[A]. 王庚晨, 温璞玉主编. 温室气体浓度和排放监测及相关过程[C]. 北京: 中国环境科学出版社, 1996. 129-139.
- [44] 宋金明. 中国的海洋化学[M]. 北京: 海洋出版社, 2000.
- [45] 齐雨藻. 中国沿海赤潮[M]. 北京: 科学出版社, 2003. 159-178.
- [46] Chen C T A. The Three Gorges Dam: reducing the upwelling and thus productivity in the East China Sea[J]. **Geophysical Research Letters**, 2000, 27(3): 381-383.
- [47] Chen C, Zhu J, Beardsley R C, *et al.* Physical-biological sources for dense algal blooms near the Changjiang River[J]. **Geophysical Research Letters**, 2003, 30(10): 1 515-1 518.
- [48] 赵继胜, 姬泓巍, 郭志刚. 冬季东海典型海域颗粒有机碳的垂直分布[J]. 海洋科学, 2003, 27(6): 59-63.
- [49] Oguri K, Matsmoto E, Yamada M, *et al.* Sediment accumulation rates and budgets of depositing particles of the East China Sea[J]. **Deep Sea Research II**, 2003, 50: 513-528.
- [50] Iseki K, Okamura K, Kiyomoto Y. Seasonality and composition of downward particulate fluxes at the continental shelf and Okinawa Trough in the East China Sea[J]. **Deep Sea Research II**, 2003, 50: 457-473.
- [51] Hung J J, Lin P L, Liu K K. Dissolved and particulate organic carbon in the southern East China Sea[J]. **Continental Shelf Research**, 2000, 20: 545-569.
- [52] Kao S J, Lin F J, Liu K K. Organic carbon and nitrogen contents and their isotopic compositions in surficial sediments from the East China Sea shelf and the southern Okinawa Trough[J]. **Deep Sea Research II**, 2003, 50: 1 203-1 217.
- [53] Lin S, Huang K M, Chen S K. Organic carbon deposition and its control on iron sulfide formation of the southern East China Sea continental shelf sediments[J]. **Continental Shelf Research**, 2000, 20: 619-635.
- [54] Chen C T A, Tsunogai S. Carbon and nutrients in the ocean[A]. In: Galloway J, Melillo J, eds. Asian Change in the Context of Global Climate Change[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 1998. 271-307.
- [55] 戴民汉, 翟惟东, 鲁中明, 等. 中国区域碳循环研究进展与展望[J]. 地球科学进展, 2004, 19(1): 120-130.
- [56] 赵法箴, 李健. 海水养殖动物质量控制技术研究现状与展望[J]. 饲料工业, 2005, 26(2): 1-4.
- [57] 陈祖峰, 郑爱榕. 海水养殖自身污染及污染负荷估算[J]. 厦门大学学报, 2004, 43(增刊): 258-262.
- [58] Rodhouse P G, Roden C M, Hensey M P, *et al.* Production of mussels, *Mytilus edulis*, in suspended culture and estimates of carbon and nitrogen flow: Killary Harbour, Ireland[J]. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom**, 1985, 64: 55-68.
- [59] 韩家波, 木云雷, 王丽梅. 海水养殖与近海水域污染研究进展[J]. 水产科学, 1999, 18(4): 40-43.
- [60] 周毅, 杨红生, 何义朝, 等. 四十里湾栉孔扇贝生物沉积的模拟测定[A]. 中国贝类学会编: 贝类学论文集 IX[C]. 北京: 海洋出版社, 2001. 99-111.
- [61] 杨宇峰, 费修缙. 大型海藻对富营养化海水养殖区生物修复的研究与展望[J]. 青岛海洋大学学报, 2003, 33(1): 53-57.
- [62] 徐永健, 钱鲁闽. 海水网箱殖对环境的影响[J]. 应用生态学报, 2004, 15(3): 532-536.
- [63] 季如宝, 毛兴华, 朱明远. 贝类养殖对海湾生态系统的影响[J]. 黄渤海海洋, 1998, 16(1): 21-26.
- [64] 项福亭, 曲维功, 张益额, 等. 庙岛海峡以东浅海养殖结构调整的研究[J]. 齐鲁渔业, 1996, 13(2): 1-4.

(本文编辑:谭雪静)