



主持人:郭志强、李秀保

南海POC沉积通量时空变化的遥感分析

林冲^{1,3}, 田光辉^{1,3}, 刘少军^{1,3}, 辛红雨², 赵婷^{1,3}, 甘业星^{1,3}

(1. 海南省气象科学研究所, 海口 570203; 2. 中国科学院深海科学与工程研究所, 海南 三亚 572000;

3. 海南省南海气象防灾减灾重点实验室, 海口 570203)

摘要: 基于2009—2018年MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) 反演的真光层逐月POC (Particulate Organic Carbon, POC) 通量数据和ETOPO5水深数据, 通过POC垂直迁移公式反演结合经验阈值线性拟合, 从宏观角度给出了南海POC沉积通量的时空分布特征。利用MATLAB进行合成分析、误差分析和质量控制等预处理, 对比马丁曲线开展非近岸区域(水深大于100 m)相关性验证分析, 采用经验阈值及线性拟合修正近岸(水深小于100 m)区域后初步得出以下结论: (1) 研究区域内POC沉积通量存在明显的季节变化, POC沉积通量季节平均值分别为春季 $13.03 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (所测数据为C含量, 下同)、夏季 $14.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 、秋季 $15.15 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 、冬季 $17.99 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 秋冬季高于春夏季。(2) 总体分布呈湾内高于湾外, 近岸高于海盆, 浅海高于深海的趋势。当深度小于等于50 m、大于50 m且小于等于100 m和大于100 m区域的POC沉积通量平均值分别为46.39、14.28和 $8.04 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。(3) 研究区域全年POC总沉积通量约为19.04 (15.72~22.36) $\text{Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ (C含量)。研究结果对了解南海储碳潜力具有重要意义, 同时为有关蓝碳经济价值核算研究提供一定参考依据。

关键词: 沉积通量; 马丁曲线; 南海

中图分类号: P732.6

文献标志码: A

文章编号: 1674-7054 (2024) 05-0599-09

林冲, 田光辉, 刘少军, 等. 南海POC沉积通量时空变化的遥感分析[J]. 热带生物学报, 2024, 15(5): 614-621.

doi: 10.15886/j.cnki.rdsxb.20240003

海洋是减缓和适应气候变化非常重要的领域, 对调节气候变化至关重要。海洋作为大气中 CO_2 的重要汇区对全球气候变化具有关键性的调控作用, 自工业化以来, 海洋约吸收了大气中25%~30%的人为排放 CO_2 ^[1]。海洋吸收大气 CO_2 的已知机制主要包括溶解度泵、碳酸盐泵、生物泵以及新发现的微型生物碳泵。溶解度泵通常指高纬海区在冷空气和强风的作用下使表层海水快速降温, 进而导致 CO_2 溶解度增大而起到储碳作用, 较依赖于理化过程, 且涉及大尺度海洋环流^[2]; 碳酸盐泵主要是依赖于海水中的碳酸盐系统, 涉及热力学过程、复杂的微生物钙化过程等^[3]; 而微型生物碳泵机制较新, 目前仍在探索中^[4]。因此至今被大家

较为认可的海洋储碳机制为经典生物泵, 生物泵指的是海洋中有机物生产、消费、传递等一系列生物学过程以及由此导致的颗粒有机碳(POC)由海洋表层乃至海底的转移过程^[5]。海洋中POC由浮游植物细胞、细菌以及有机碎屑等组成, 是海洋中碳固化、碳迁移输出的主要方式^[6]。这个过程由浮游植物光合作用开始, 沿着食物链从初级生产者逐级向高营养级传递有机碳, 并产生POC沉降, 而将一部分碳封存在海洋中长期不参与大气 CO_2 循环, 起到“海洋储碳”的作用^[7]。在输送过程中部分有机碳会被再矿化成无机碳释放到周围水体中, 导致POC通量随水深的变化呈指数衰减, 称为马丁曲线(Martin curve)^[8]。

收稿日期: 2024-01-08

修回日期: 2024-02-07

基金项目: 国家自然科学基金项目(42465006); 海南省气象局青年基金项目(HNQXQN202202); 海南省自然科学基金青年基金项目(421QN373); 海南省气象局技术提升项目(HNQXJS202214)

第一作者: 林冲(1994-), 男, 助理工程师。研究方向: 卫星遥感应用和海洋气象。E-mail: 1823143869@qq.com

南海,位于我国南方,是太平洋西部海域,地理位置独特,是太平洋、印度洋和东亚大陆的交汇区,是西太平洋面积最大的边缘海。全球边缘海占海洋面积不到8%,但其沉积物中埋藏的有机碳量却占全球海洋有机碳埋藏总量的80%以上^[9],所以研究清楚南海海域POC沉积通量时空变化特征,对了解南海储碳潜力研究具有重要意义。关于南海POC研究方面,国内学者也开展了大量的研究。例如崔万松等^[10]利用卫星遥感资料研究了南海北部陆架及海盆表层POC浓度的时空分布特征以及变化趋势,陈蔚芳等^[11]开展了南海北部颗粒有机碳输出通量和季节变化研究,陈建芳等^[12]通过大孔径时间系列沉积物捕获器的多年测量及对样品的多学科综合分析了南海颗粒物质的通量,刘少军等^[13]利用卫星遥感资料反演南海海域POC浓度的时空特征,彭诗云^[14]采用小体积海水二氧化锰共沉淀法结合跨陆架输出的²³⁴Th通量与陆架区的POC/²³⁴Th比值,估算出POC的跨陆架输出通量,该部分向外输运的颗粒有机碳有利于其在更深的水体层位甚至在深海沉积物中埋藏。而本研究拟将利用卫星遥感数据结合经典的POC垂直迁移公式,从宏观角度综合反演出整个南海的POC沉积通量,该方法也是研究POC有机碳的一种重要手段。

前人对于南海(南海是指经纬度为0~25°N, 110~122°E区域)POC研究区域大多集中在南海北部,数据方面一般以通过传统观测数据获取,且大部分在真光层角度分析POC时空变化特征,对于整个南海POC沉积通量研究相对较少,因此通过具有全天候,大范围观测优势的卫星遥感资料反演南海POC沉积通量时空变化特征,对了解南海储碳潜力研究具有重要意义,同时为下一步有关海洋碳汇经济价值核算研究提供参考依据。

1 数据来源

1.1 真光层POC通量数据 本数据集为经过谢富泰等^[15]基于MODIS反演的真光层POC通量月均数据,2009—2018年共计120个月度数据文件。每个数据文件包括两个参数:poc_flux和pe_ratio,前者为POC通量,后者为POC输出比e-ratio,其中POC的单位是 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (所测数据为C含量,下同),而e-ratio无单位。数据存储格式为.hdf,空间分辨

率为9 km,数据量为8.3 GB。

1.2 ETOPO5水深数据 etopo5是全球高程及水深数据,空间分辨率为5弧分,即空间分辨率为9 km。该数据目前已被更高精度的etopo2和etopo1数据所取代。在绘制研究区域时,为与本次基于MODIS反演的真光层POC通量数据分辨率一致,使用精度较低的etopo5,该数据为nc格式。

2 处理方法

1987年Martin等^[8]在开阔的太平洋研究区域,利用浮动颗粒捕集器测量了颗粒有机碳通量,通过数据组合拟合到归一化幂函数,即POC通量的垂直迁移公式(公式1),该式适用于开阔大洋区域,且其水体物理空间变化差异性较小的海区。与此同时,Martin等^[8]估计出全球海洋POC通量与深度的经验关系式,即当海洋水体为物理空间变化差异性较小的开阔海区,海洋水深Z0为100 m时,该水深处的POC通量为 $1.5 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$,后面将以此经验关系式作为Martin经验模式对比验证。本文取2009—2018年共计120个月度数据文件遥感数据,并且利用MATLAB进行合成分析、误差分析、质量控制等预处理。遥感反演模型算法结合POC通量的垂直迁移公式,其中Modis真光层POC通量数据代替 $\text{POC}(Z_0)$,单位为 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。Z为南海任意海洋水深数据,其值取etopo5中南海任意水深数据,单位为m。

$$\text{POC}(z) = \text{POC}(z_0) \left(\frac{z}{Z_0} \right)^{-0.858} \quad (1)$$

式中:

$\text{POC}(Z)$ ——水深 z 处的POC通量,单位为 $(\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1})$;

$\text{POC}(Z_0)$ ——水深 Z_0 处的POC通量,单位为 $(\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1})$ 。

3 反演结果

3.1 南海POC沉积通量年时空分布 基于Modis遥感资料结合垂直迁移公式反演的2009—2018年南海POC沉积通量(图1),平均值为 $43.9 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,单个格点最大值为 $2805.7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,主要分布在越南湄公河入海口,单个格点最小值为 $0.9 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,主要分布在中部海盆最深处。其分布趋势呈现中低四周高的环状分布,从水平方向上看近岸高于陆架,陆架大于海盆的总体趋势,从垂直方向看,浅海高于深海,从上至下,POC通量逐渐减小,而且呈现指数下降趋势。主要是由于POC在自然沉降

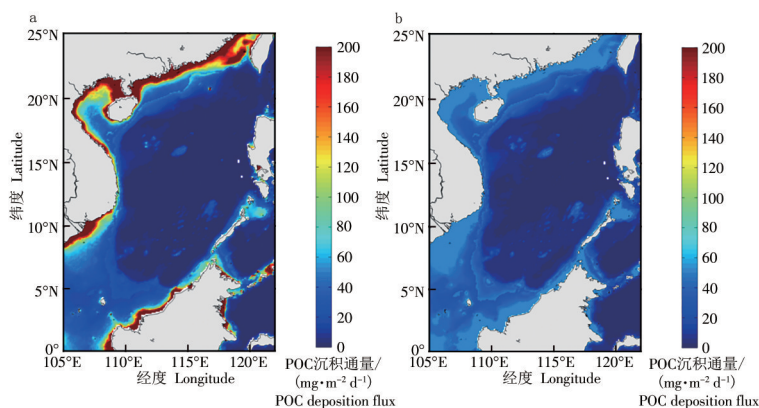


图1 南海POC沉积通量年分布

a. Modis遥感资料反演南海POC沉积通量年分布;b. Martin经验模式反演南海POC沉积通量年分布。

Fig. 1 Annual distribution of POC deposition flux in the South China Sea

a. Annual POC deposition flux inverted from MODIS remote sensing data; b. Annual distribution of POC deposition flux inverted from Martin empirical model.

过程中,部分有机碳会被再矿化成无机碳释放到周围水体中,导致POC通量随水深的变化呈指数衰减,进而导致在真光层所固定下来的POC沉降到底部时,大部分被分解。根据有关调查研究,基于生物碳泵从真光层向下的碳通量(输出生产力, export production)通常占初级生产力的10%~30%^[16]。因此,单纯从深度方面考虑,随着深度增

加,沉积通量值逐渐减小。

3.2 南海POC沉积通量季节时空分布 研究区域内POC的碳通量存在明显的季节变化(图2),总体分布呈湾内高于湾外,近岸高于海盆,浅海高于深海的趋势。中国大陆沿岸、北部湾沿岸、越南沿岸和马来西亚北部沿岸存在较高值,有研究表明POC值近岸较高的原因为大量的陆源物质入海所

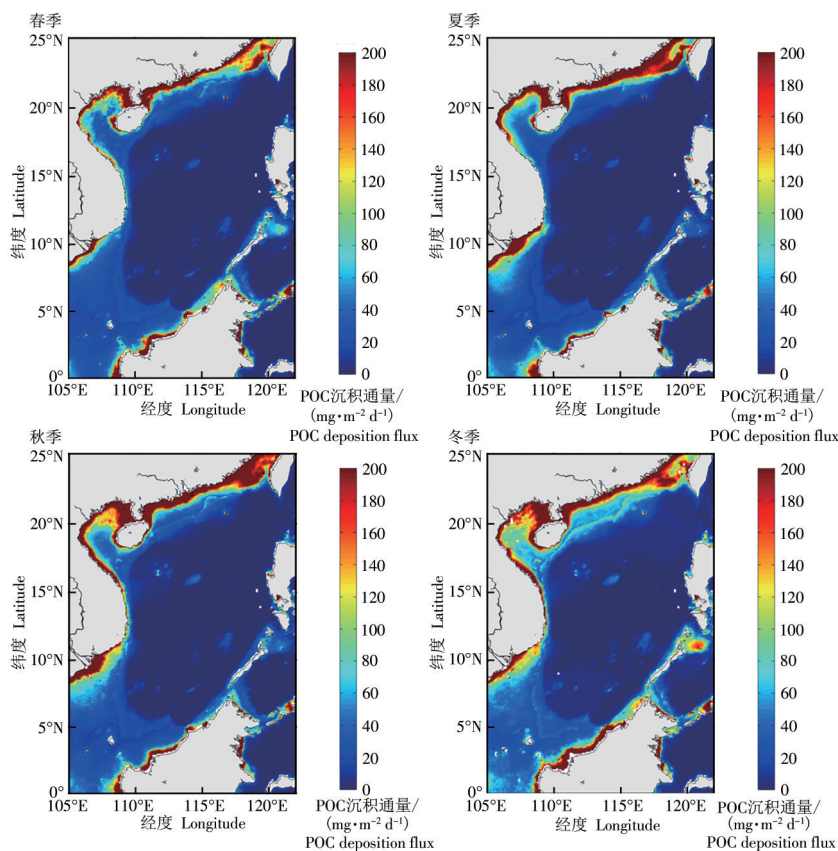


图2 南海POC沉积通量季节分布

Fig. 2 Seasonal distribution of POC deposition in the Southeast Asia

造成的,而低值主要分布在南海中部海盆,POC 沉积通量值与研究区域整体的深度呈负相关。

季节平均沉积通量分别为春季(3—5月) $36.45 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 、夏季(6—8月) $42.82 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 、秋季(9—11月) $44.56 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 、冬季(12—翌年2月) $46.80 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。从平均值来看,从高到低依次为冬季、秋季、夏季、春季,即冬秋季高于春夏季。从分布范围变化来看,冬季高于 $100 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 的范围分布明显较广,且冬秋季高于春夏季,可能原因是冬季南海海域东北季风盛行且全年平均风速最大^[17],表层流场基本上是一个大的气旋式环流,这一环流使南海下层的冷水上涌,表层水温降低,营养盐增加,从而使浮游植物生长旺盛,而在夏季南海则受西南季风影响。冬季的东北季风和夏季的西南季风直接强迫南海的表层海水运动,影响南海海水混合层结构,季风通过改变营养跃层深度,从而对南海浮游植物生产力及颗粒有机碳沉降产生影响,POC 沉积通量也就受到影响。

4 讨论

4.1 模式对比验证 根据 Martin 等^[8]研究的 POC 在开阔大洋的沉降经验曲线,即马丁曲线反演南海 POC 沉积通量,为便于与遥感资料反演比较,已将单位转换一致。研究区内颗粒有机碳沉积通量平均值为 $20.8 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 1),研究区域 POC 沉积通量分布呈现中低四周高的环状分布,与深度数据

分布呈负相关,海洋深度越小,其通量越大,深度越大则通量越小。最大值为 $50.3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,主要分布在珠江入海口,最小值为 $1.6 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,主要分布在中部海盆最深处。但 Martin 等^[8]反演的沉积通量未必全部适用于南海,南海属于边缘海,且地形复杂,其适用性有必要进行验证。

一般而言,POC 水平分布呈现湾内高于湾外,近岸高于远海的分布特征,并且有着明显的季节变化^[18]。垂直分布上,在近岸浅海水域,由于上下水体混合均匀,水体中 POC 分布比较一致;在外海深水区,POC 则一般呈现出由上往下逐渐降低的趋势^[19]。海洋各层 POC 通量无论是水平方向上或是垂直方向上的分布都是一个极其复杂的过程。它们的含量分布受各种物理、化学和生物过程的影响,如陆地径流、光照、营养盐及生物活动等。

4.2 不同深度区域划分讨论 研究区域位于太平洋的西部,为地形较为复杂的边缘海,为了验证卫星遥感资料反演在不同区域深度的 POC 沉积通量,分别划分了 3 个区域 $0 < Z \leq 50$ (单位为 m,下同)、 $50 < Z \leq 100$ 和 $100 < Z$ 。根据有关研究,南海真光层年平均深度都在 100 m 以下,南海沿岸真光层深度比较小,受陆源营养成分、季风、上升流等因素影响较大,全年基本在 50 m 以内^[20]。因此,结合垂直迁移公式进行标准化处理,深度小于 100 m 的区域,真光层深度取 50 m,当大于 100 m 时,真光层深度取 100 m 进行反演估算,相关反演结果如图 3 所示。

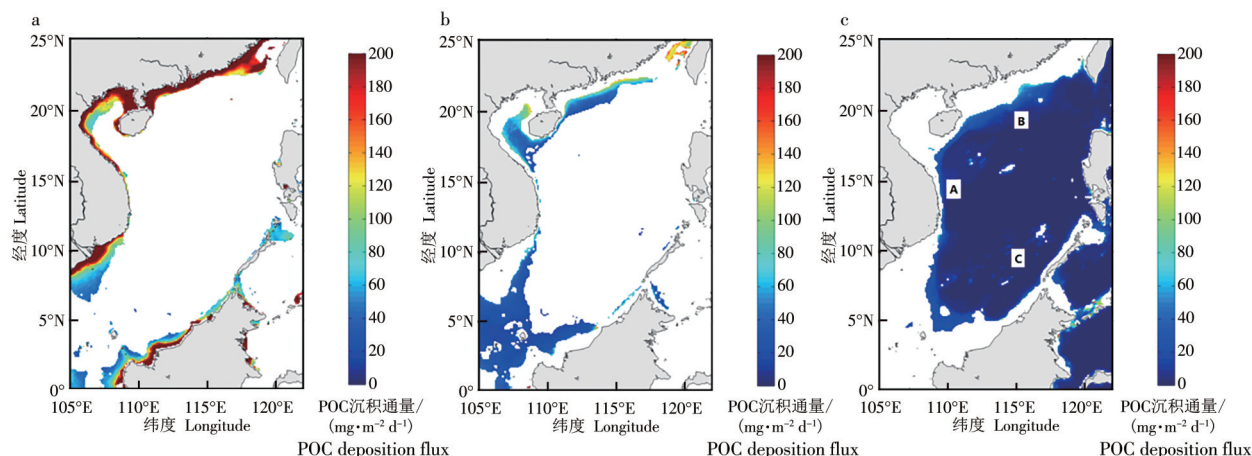


图3 不同深度区域的遥感模式反演结果

a. 深度区域为 $(0, 50]$ m, b. 深度区域为 $(50, 100]$ m, c. 深度区域为 >100 m。

Fig. 3 Inversion of remote sensing models in the areas of different depths

a. POC deposition flux when the ocean depth is $0 < Z \leq 50$ m; b. POC deposition flux when the ocean depth is $50 < Z \leq 100$ m; c. POC deposition flux when the ocean depth is $100 < Z$ m.

当海洋深度逐渐加大时,POC 的平均沉积通量也随即减小,Martin 经验模式和 Modis 遥感模式在 $0<Z\leq 50$ 、 $50<Z\leq 100$ 和 $100<Z$ 沉积通量平均值分别为 50.3 和 $187.8\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 37.6 和 $44.5\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 8.4 和 $8.0\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。Martin 经验模式和 Modis 遥感从近岸至深海变化均逐渐下降,但遥感反演近岸结果偏大,原因可能是此次研究区域为南海,而马丁经验曲线模型主要适用于开阔大洋,受外部物理环境干扰较大的近岸区域,该垂直迁移公式反而不适

用。因此遥感反演值高于开阔大洋模式结果有可能是受陆源碎屑输入、台风、季风、上升流等多种因素影响。综合对比胡利民、Chen、Ran、Li H、焦念志和 Martin 等^[21-24]研究结果(表 1)发现,大于 100 m ,该遥感模式较为适用,可认为其区域为理想状态环境,而近岸海水运动较为激烈,近岸地区 POC 受沿岸上升流造成的再悬浮、温度、光照造成大量的微生物分解、陆源输入等可能影响因素,近岸的沉积通量遥感反演机制模型还有待进一步深入研究。

表 1 中国南海有关 POC 沉积通量数据与来源
Tab. 1 Data and source of POC deposition flux in the South China Sea

来源 Sources	方法 Method	区域 Area	平均沉积通量(C 含量) Mean deposition flux	区域总沉积通量(C 含量)/(Tg·a ⁻¹) Total deposition flux in the area
胡利民、赵美训等	沉积物捕获器法 Establishing method method	南海北部陆架 Northern South China Land Shelf	$14.10\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$	4.80
Chen 等 ^[21] , Ran 等 ^[22] , Li H 等 ^[23]	沉积物捕获器法、沉积物质量埋藏速率结合沉积物元素分析 Analysis of sediment capture method or sediment quality burial rate combined with sedimental element analysis	100~1 000 m	—	1.31(0.26 ~ 4.18)
		深海 deep sea (3 226~3 770 m)	$0.61 \sim 6.67\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	2.38(0.47 ~ 7.59)
		1 000 m	$0.78 \sim 12.48\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	1.38(0.37 ~ 4.06)
焦念志等 ^[24]	综合法 Comprehensive law	南海北部陆架+南海水深 100~1000 m 海区+海盆区深海 Northern South China Sea Land Shelf+South Sea Water Depth of 100 ~ 1000 M Sea Area+ Sea Basin Area Deep Sea	—	7.49(5.43 ~ 13.04)
Martin 等经验模型	实测经验值分析 Analysis of practical experience	($0\sim 25^{\circ}\text{N}$, $110\sim 122^{\circ}\text{E}$) 水深大于 100 m 区域 ($0\sim 25^{\circ}\text{N}$, $110\sim 122^{\circ}\text{E}$) Water depth is greater than 100 m area	$8.36\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	6.94
本文遥感反演	MODIS 资料反演 Modis information countermeasure	($0\sim 25^{\circ}\text{N}$, $110\sim 122^{\circ}\text{E}$) 水深大于 100 m 区域 ($0\sim 25^{\circ}\text{N}$, $110\sim 122^{\circ}\text{E}$) Water depth is greater than 100 m area	$8.04\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	6.66

注:“—”表示未检测。
Note:“—”means“ not be detected”.

为了定量分析 Martin 模式和 Modis 模式资料的相关性等样本统计,对 Martin 模式和 Modis 模式

反演的南海年度 POC 沉积通量进行定量,基于相同深度区域即深度大于 100 m 的区域时,分别选取

A 点(169 ~ 180, 73 ~ 84)、B 点(239 ~ 240, 133 ~ 144)和 C 点(97 ~ 108, 109 ~ 120)3 个区域(见图 3)为分析对象,即每个分析对象有 $12 \times 12 = 144$ 个采样点数据,共计 864 个样本。图 4-a 结果显示,其中横

轴(x)为 Martin 经验模式,纵轴(y)为 Modis 遥感模式,相关关系为: $y = 0.90x - 0.60$, 其中 R^2 为 0.79 且 $R = 0.89$ 为高度相关。说明两者模式的反演得到的结果较为一致,且高度正相关。

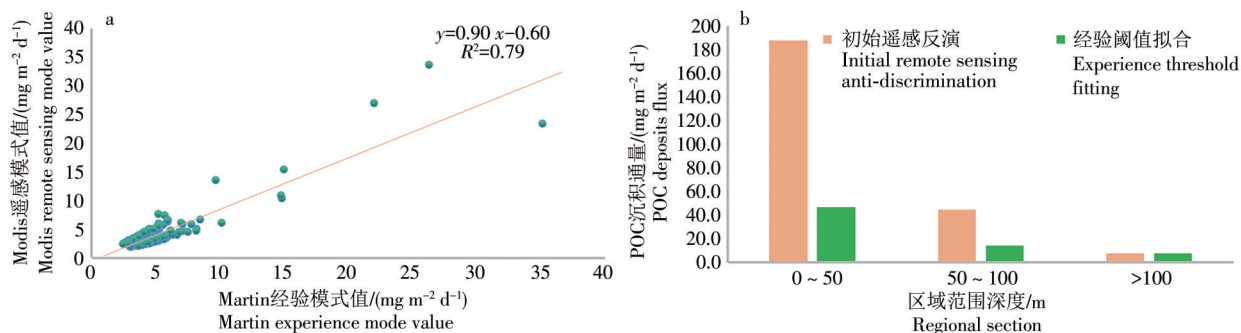


图 4 不同区域的线性关系与经验阈值拟合结果

a. 大于 100 m 时 ABC 区域, Martin 与 Modis 线性关系; b. 初始遥感结果与经验阈值拟合的柱状图。

Fig. 4 The linear relationship and experience threshold fit in different areas

a. Linear relationship between Martin and MODIS data in the ABC areas when the sea depth is greater than 100m; b. Bar chart of fitting of initial remote sensing results and empirical thresholds.

4.3 近岸区域经验阈值线性拟合及误差分析 前节提到当水深为 $0 < Z \leq 50$ (m)、 $50 < Z \leq 100$ (m) 时,遥感模式反演存在结果偏大的情况,因此近岸区域 POC 沉积通量反演需结合实测经验阈值进行拟合分析。有关南海 POC 沉积通量的研究较少,南海北部陆架的区域有机碳沉积速率远高于南海海盆区,平均埋藏速率为 $14.10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (胡利民和赵美训),因此本文将该数据作为经验阈值进行反演外推本研究区域的所有近岸区域。将南海北部陆架区域有机碳平均埋藏速率单位转换为与本文一致,其经验阈值转化后为 $38.63 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。第一种以经验阈值外推所有近岸区域:本研究近岸区域 ($0 \sim 100 \text{ m}$) 初始反演平均沉积通量值为 $123.43 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,即经验阈值为本文遥感初始平均值的 31.30%;第二种以经验阈值比例外推所有近岸区域:即南海北部陆架区域经验阈值占遥感反演 POC 通量对应区域比例值,进而外推所有近岸区域,取南海北部陆架区域 ($20 \sim 25^\circ \text{N}$, $110 \sim 120^\circ \text{E}$) 水深小于 100 m 陆架 POC 通量反演数据,共计 2 370 个样本,该区域遥感初始反演的平均沉积通量为 $213.31 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,即经验阈值为本文遥感初始平均值的 18.11%;第三种取以经验阈值外推所有近岸区域方法和以经验阈值比例外推所有近岸区域方法取得结果比例的平均值,即 24.70%。

第一种方法由于经验阈值所在区域为南海北

部陆架区域,该区域卫星遥感值反演高于近岸平均值,明显外推的结果存在偏大情况;第二种方法,以南海北部陆架区域经验阈值占对应区域遥感反演的比例,显然对该区域外推结果较为合理,但外推所有近岸区域,其结果可能存在偏小情况。在大陆架及大陆坡的沉积物中,有 40% ~ 85% 的有机碳可发生再悬浮,这其中有相当部分会重新释放到水体中参与碳的再循环^[25-26],而南海北部陆架区域受海流、沿岸上升流、台风驱动的海洋水体扰动都会引起 POC 再悬浮,因此以该区域比例外推所有近岸区域,结果可能偏小。第三种方法是综合前两者的平均值,结果会更合理些,但考虑南海复杂的地形,大陆径流输入、生物链消耗、微型生物分解、大洋水体输入等影响,本研究结果仍存在较大不确定性,仍有待进一步深入研究。另外,影响本文反演结果的误差方面有元数据误差(模式反演误差)、计算误差(面积和深度计算)、真光层取平均值误差、经验阈值线性拟合误差、边界误差、原理误差(真实海洋环境复杂,所计算结果为理想状态)。

4.4 反演结果的拟合修正 因此综合经验阈值外推和经验阈值比例外推近岸区域的线性拟合,且在非近岸区域较为理想状态下(空间差异性小) POC 垂直迁移输出,本研究初步反演得出 $0 < Z \leq 50$ (m)、 $50 < Z \leq 100$ (m) 和 $100 < Z$ (m) 沉积通量平均

值分别为 46.39、14.28 和 8.04 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。春季 13.03 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、夏季 14.25 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、秋季 15.15 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、冬季 17.99 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。考虑到数据的平均相对误差和部分区域数据的缺失,其中3月和4月北部湾存在部分数据缺失,对应春季的反演结果可能存在偏低。本数据集计算得到研究区域年POC总沉积通量约为 19.04 (15.72 ~ 22.36) $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$,其中大于 100 m 区域的结果约为 6.66 $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$ 与 Chen、Ran、Li H 等综合结果 5.07 $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$ 、Martin 经验模型估算 6.94 $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$ 和焦念志等中国南海区域 7.49 $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$ 等大部分研究人员估算结果非常接近,进一步证明本文的POC沉积通量结果估算是可靠的。

总而言之,各学者估算方法、数据和研究区域不同,本文缺乏直接的对比验证性,同时由于受限于实测数据较小的空间覆盖率,估算结果仍然存在较大的不确定性。

5 结 论

本研究利用 2009—2018 年 MODIS 反演的真光层逐月 POC 通量数据和 ETOPO5 水深数据结合 POC 垂直迁移公式,从宏观角度给出了南海 POC 通量的变化特征。通过马丁经验曲线对比分析,结合前人有关南海的研究结果对比,发现大于 100 m 的区域时,由于空间变化差异性较小,可近似使用遥感结合 POC 垂直迁移公式模式反演,而近岸海水较为激烈,若采用 POC 垂直迁移公式反演值则存在偏大情况。因此本研究综合经验阈值外推和经验阈值比例外推近岸区域方法,取其平均比例值进行线性拟合,且在非近岸区域较为理想状态下(空间差异性较小)POC 垂直迁移输出反演,初步得出以下结论:

(1)时间变化上:研究区域内 POC 沉积通量存在明显的季节变化,POC 沉积通量季节平均值分别为春季 13.03 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、夏季 14.25 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、秋季 15.15 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 、冬季 17.99 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,冬秋季高于春夏季。由于 3 月和 4 月份北部湾部分数据存在缺失,因此春季在本研究中反演值可能存偏低情况。

(2)空间变化上:总体分布呈湾内高于湾外,近岸高于海盆,浅海高于深海的趋势。当深度小于等于 50 m、大于 50 m 且小于等于 100 m 和大于

100 m 区域的 POC 沉积通量平均值分别为 46.39、14.28 和 8.04 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。其结果与大部分研究学者趋势一致,但近岸的各种因子对 POC 沉积通量的综合影响机制较为复杂,有待下步深入研究。

(3)碳储量角度上:研究区域全年 POC 总沉积通量约为 19.04 (15.72 ~ 22.36) $\text{Tg}\cdot\text{a}^{-1}$ 。该估算值可为近似为南海每年 POC 沉降的净埋藏量值,虽然其值在整个南海的储碳量值上占比较小,但也是非常重要的一部分,研究结果对了解南海储碳潜力具有重要意义,同时为有关蓝碳经济价值核算研究提供一定参考依据。

此外,考虑到南海海域环境的复杂性,受控因素较多,特别是近岸海水运动较为激烈,近岸地区 POC 受沿岸上升流造成的再悬浮、温度、光照造成大量的微生物分解、陆源输入等可能影响因素,对于近岸的沉积通量遥感反演机制还有待深入研究。本研究反演的南海 POC 沉积通量上,主要从初级生产力的角度为依据反演估算,也存在一定的不足,有相关研究表明海洋固碳不等于“储碳”,生产力高的地方,其储碳量不一定高^[7]。同时,本研究受限于实测数据较小的空间覆盖率,缺乏直接有效的对比验证,估算结果仍然存在较大的不确定性。接下来的研究工作,可重点结合实地观测数据、多源卫星数据和反演模式开展遥感反演的耦合性研究。

参考文献:

- [1] CAI W J, DAI M, WANG Y. Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province-based synthesis [J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(12): L12603.
- [2] RAVEN J A, FALKOWSKI P G. Oceanic sinks for atmospheric CO_2 [J]. *Plant, Cell & Environment*, 1999, 22(6): 741-755.
- [3] VOLK T, HOFFERT M I. Ocean carbon pumps: analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO_2 changes [M]//SUNDQUIST E T, BROECKER W S. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present*. Washington, D C: American Geophysical Union, 2013: 99-110.
- [4] 焦念志, 张传伦, 李超, 等. 海洋微生物碳泵储碳机制及气候效应 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(1): 1-18.
- [5] FALKOWSKI P G, BARBER R T. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production [J]. *Science*, 1998, 281(5374): 200-207.
- [6] 张乃星, 宋金明, 贺志鹏. 海水颗粒有机碳(POC)变化的

- 生物地球化学机制[J]. 生态学报, 2006, 26(7): 2328–2339.
- [7] 焦念志. 海洋固碳与储碳: 并论微生物在其中的重要作用[J]. 中国科学: 地球科学, 2012, 42(10): 1473–1486.
- [8] MARTIN J H, KNAUER G A, KARL D M, et al. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific [J]. Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers, 1987, 34(2): 267–285.
- [9] BERNER R A. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean; its geochemical and environmental significance [J]. American Journal of Science, 1982, 282(4): 451–473.
- [10] 崔万松, 潘德炉, 白雁, 等. 南海北部表层颗粒有机碳的季节和年际变化遥感分析[J]. 海洋学报, 2017, 39(3): 122–134.
- [11] 陈蔚芳. 南海北部颗粒有机碳输出通量、季节变化及其调控过程[D]. 厦门: 厦门大学, 2008.
- [12] 陈建芳, 郑连福, 陈荣华, 等. 南海颗粒物质的通量、组成及其与沉积物积累率的关系初探[J]. 沉积学报, 1998, 16(3): 14–19.
- [13] 刘少军, 蔡大鑫, 赵婷, 等. 基于卫星遥感的南海海域 POC 浓度时空变化特征研究[J]. 气象科技, 2023, 51(1): 134–141.
- [14] 彭诗云. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法研究南海北部陆架区颗粒有机碳的跨陆架输运[D]. 厦门: 厦门大学, 2013.
- [15] 谢富泰, 周翔, 陶醉, 等. 基于 MODIS 的全球海洋真光层底颗粒有机碳通量月度数据集(2003–2018)[J]. 全球变化数据学报(中英文), 2021, 5(1): 11–18.
- [16] SIEGEL D A, BUESSELER K O, DONEY S C, et al. Global assessment of ocean carbon export by combining satellite observations and food-web models [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2014, 28(3): 181–196.
- [17] 林冲, 冯经汉, 韩静. 基于 GMI 辐射计资料分析南海风速分布特征[J]. 电子技术与软件工程, 2021(7): 195–197.
- [18] 庄川灵, 胡馨月, 曹建平. 长江口外冲淡水区悬浮颗粒物中总有机碳和叶绿素 a 的碳同位素分布[J]. 厦门大学学报(自然科学版), 2007, 46(S1): 49–53.
- [19] 叶翔, 李炎, 黄邦钦, 等. 台湾海峡南部夏季的颗粒有机碳[J]. 海洋学报, 2009, 31(6): 87–99.
- [20] 唐世林, 陈楚群, 詹海刚, 等. 南海真光层深度的遥感反演[J]. 热带海洋学报, 2007, 26(1): 9–15.
- [21] CHEN J, ZHENG L, WIESNER M G, et al. Estimations of primary production and export production in the South China Sea based on sediment trap experiments [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(7): 583–586.
- [22] RAN L, CHEN J, WIESNER M G, et al. Variability in the abundance and species composition of diatoms in sinking particles in the northern South China Sea: results from time-series moored sediment traps [J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2015, 122: 15–24.
- [23] LI H, WIESNER M G, CHEN J, et al. Long-term variation of mesopelagic biogenic flux in the central South China Sea: impact of monsoonal seasonality and meso-scale eddy [J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2017, 126: 62–72.
- [24] 焦念志, 梁彦韬, 张永雨, 等. 中国海及邻近区域碳库与通量综合分析[J]. 中国科学: 地球科学, 2018, 48(11): 1393–1421.
- [25] 宋金明, 徐亚岩, 张英, 等. 中国海洋生物地球化学过程研究的最新进展[J]. 海洋科学, 2006, 30(2): 69–77.
- [26] 宋金明. 中国近海生态系统碳循环与生物固碳[J]. 中国水产科学, 2011, 18(3): 703–711.

Remote sensing analysis of spatiotemporal changes in POC sedimentation flux in the South China Sea

LIN Chong^{1,3}, TIAN Guanghui^{1,3}, LIU Shaojun^{1,3}, XIN Hongyu², ZHAO Ting^{1,3}, GAN Yexing^{1,3}
(1. Hainan Institute of Meteorological Sciences, Haikou, Hainan 570203; 2. Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya, Hainan 572000; 3. Hainan Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation in the South China Sea, Haikou, Hainan 570203, China)

Abstract: This study is based on the monthly particulate organic carbon (POC) flux data of the euphotic layer and ETOPO5 water depth data inverted from MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) from 2009 to 2018 were used for POC vertical migration formula inversion and empirical threshold linear fitting to present the spatiotemporal distribution characteristics of POC sedimentation flux in the South China Sea from a macro perspective. MATLAB is used for data preprocessing such as synthesis analysis, error analysis and quality

control of data, and the Martin curve is compared to carry out correlation verification analysis in non-shore areas (water depth greater than 100 m), and empirical thresholds and linear fitting are used to correct offshore areas (water depth less than 100 m). The results showed that there are obvious seasonal changes in POC deposition flux in the study area. The seasonal average values of POC deposition flux are $13.03 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ in spring and $14.25 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ in summer, $15.15 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ in autumn, and $17.99 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ in winter, with higher values in winter and autumn than in spring and summer. The overall distribution trend is that the POC deposition flux is higher in the insider than the outside of the bay, higher in the near shore than in the ocean basin, and higher in the shallow sea than in the deep sea. When the depth is less than or equal to 50 m, greater than 50 m, less than or equal to 100 m, and greater than 100 m, the average POC deposition flux is 46.39, 14.28, and $8.04 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, respectively. The total POC deposition flux in the study area throughout the year is approximately $19.04 (15.72\text{--}22.36) \text{ Tg C} \cdot \text{a}^{-1}$. These results are of great significance for understanding the carbon storage potential of the South China Sea, and at the same time provide a certain reference for research on blue carbon economic value accounting.

Keywords: Deposition flux; Martin Curve; South China Sea.

(责任编辑:钟云芳)