南海溶解有机碳生产的定量评估

马文涛^{1,2*}, 修鹏^{3,4†}, 于溢^{1,2}, 郑一灵¹, 柴扉^{1,5}

1. 自然资源部第二海洋研究所卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 杭州 310012;
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519080;
3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广州 511458;
4. 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301;
5. School of Marine Sciences, University of Maine, Orono 04469, Maine, USA

* 通讯作者, E-mail: wtma@sio.org.cn

† 通讯作者, E-mail: pxu@scsio.ac.cn

收稿日期: 2021-03-05; 收修改稿日期: 2021-06-12; 接受日期: 2021-07-20; 网络版发表日期: 2021-11-11

南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海)自主科研项目(编号: SML2020SP008)、国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0601101)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB42000000)、国家自然科学基金项目(批准号: 41876123、41890805、41876032)和南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项项目(编号: GML2019ZD0305)资助

摘要 南海是西太平洋最大的半封闭型边缘海,也是受东亚季风强烈影响的海区。叶绿素、初级生产力和输出生产力等重要生物地球化学指标都具有显著的季节性变化。而溶解有机碳(DOC),尤其是具有不同生物可利用性组分的源汇变化研究则相对较少。本研究利用物理-生物地球化学耦合模式定量评估了活性、半活性和惰性DOC的季节性生产速率,分析了南海有机物时空变化的动力机制及其收支平衡。模拟结果显示三类DOC的生产均与浮游植物初级生产力(NPP)高度相关。在海盆内部,DOC生产及NPP在冬季最高,夏季较低。而在北部近岸区域,珠江径流变化控制了NPP与DOC生产,夏季高,冬季低。在东北部的吕宋海峡西侧,黑潮入侵引起的锋面过程造成了高的冬季DOC产率。在西南部的越南岸外,夏季上升流与冬季混合都促进DOC生产。惰性DOC生产对海洋碳封存的贡献不可忽视,其年平均产率为 $(1.8 \pm 0.5) \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,相当于1000m水层颗粒有机碳输出通量的26%。

关键词 溶解有机碳, 微型生物碳泵, 南海, 生物地球化学模式, ROMS, CoSiNE

1 引言

溶解有机碳(Dissolved organic carbon, DOC)是海洋有机碳的主体,碳库大小达662Gt($1\text{Gt}=10^{15}\text{g}$),与大气碳库相当(Hansell, 2013)。海洋DOC库已成为吸收过量大气 CO_2 的潜在贡献者,因此认识DOC的源汇过程对实现碳中和有重要意义(Jiao等, 2020)。DOC主要由

真光层内浮游植物进行光合作用时产生。这一过程产生的DOC主要是可被微生物利用的活性DOC(labile DOC, LDOC)(Kirchman等, 1991; Romera-Castillo等, 2016)。这些LDOC大多会快速被生物和非生物过程所矿化(Hansell和Carlson, 2015; Lønborg等, 2020),仅有相当于约4%年均净初级生产力(net primary productivity, NPP)或20%净群落生产力(net community produc-

中文引用格式: 马文涛, 修鹏, 于溢, 郑一灵, 柴扉. 2022. 南海溶解有机碳生产的定量评估. 中国科学: 地球科学, 52(3): 559–573, doi: 10.1360/N072021-0063
英文引用格式: Ma W, Xiu P, Yu Y, Zheng Y, Chai F. 2022. Production of dissolved organic carbon in the South China Sea: A modeling study. Science China Earth Sciences, 65(2): 351–364, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9817-2>

tion, NCP)的DOC能被输出至真光层以下(Hansell等, 2009). 输出DOC会进一步被海洋内部微生物所利用, 而剩余的难以被利用的DOC称为惰性溶解有机碳(refractory DOC, RDOC)(Letscher等, 2015). 因此DOC浓度通常随水深减小, 反映了生物可利用性的降低(Hansell, 2013). 在深海, DOC的源主要来自颗粒有机碳(Particulate organic carbon, POC)的溶解以及化能自养微生物的固碳过程(Herndl和Reinthal, 2013; Shen等, 2020; Zhang等, 2020). 由于DOC库变化能影响碳的封存, 近十年来对DOC归宿的研究方兴未艾(Hansell等, 2012; Lønborg和Álvarez-Salgado, 2012; Fontela等, 2016; Roshan和DeVries, 2017). 现在已有必要对全球和区域DOC的收支平衡开展定量分析.

南海是西太平洋最大的半封闭型边缘海. 东亚季风的季节性转换造就了该海区叶绿素、NPP以及颗粒物输出通量独特的时空变化特征(Liu等, 2002; Liu和Chai, 2009; Li等, 2017; Ma等, 2019). 丰富的动力过程使南海成为研究海洋碳循环机理的理想海区. 关于海-气CO₂通量已有大量观测与模拟研究(Zhai等, 2005, 2013; Chen等, 2006; Chai等, 2009; Sheu等, 2010; Li等, 2020). 通过这些研究, 已大致清楚南海属于典型的低纬边缘海, 高水温使其成为大气CO₂的源, 但不同区域具有很强的季节变率(Zhai等, 2013; 刘茜等, 2018; Li等, 2020). 南海的生物地球化学过程亦有较多研究, 其中生物泵结构与POC通量主要是利用沉积物捕获器(陈建芳等, 1998; Ran等, 2015; Li等, 2017; Zhang等, 2019; Shen等, 2020)和数值模式(Ma等, 2014, 2019; Li等, 2015; Chen等, 2018)开展研究. 相较海-气CO₂和POC通量, DOC的观测资料还比较缺乏, 主要集中在南海东北部. 表层DOC浓度约为70~80 μmol L⁻¹, 至次表层100m时快速降低至约50 μmol L⁻¹, 在中层水中(100~1000m)逐渐降低至约40 μmol L⁻¹, 并在深层水中基本保持恒定(Dai等, 2009; Wu等, 2015; Ding等, 2020). 一个值得注意现象是东北部陆坡附近的DOC浓度高于中部海盆区, 可能是由黑潮水入侵或高生产力导致(Ding等, 2020).

卢文芳等(2018)利用物理-生物地球化学耦合模式对南海DOC进行过模拟, 评估了RDOC的产率及微型生物碳泵的效率. 微型生物碳泵(microbial carbon pump, MCP)是一种由微生物介导, 将LDOC转化为RDOC并长期储存的新型碳泵理论(Jiao等, 2010; Jiao

和Azam, 2011; 张传伦, 2018). 但是, DOC各组分的收支(源汇通量)仍需进一步评估. 本文的目的是评估南海DOC中活性(LDOC)、半活性(semi-labile DOC, SLDOC)以及惰性(RDOC)组分的季节性变化机理, 并计算有机碳循环的收支.

2 方法

2.1 模型介绍

我们使用区域海洋模式(ROMS)进行物理场模拟. 这是一个基于自由表面、跟随地形和原始方程的海洋模式, 并且提供接口与生物地球化学模块耦合(Shchepetkin和McWilliams, 2003, 2005). 选择的生物地球化学模块为CoSiNE, 一个基于营养盐-浮游植物-浮游动物-碎屑(nutrient-phytoplankton-zooplankton-detritus, NPZD)框架的低营养级生态系统模型. CoSiNE的早期版本曾应用于赤道和北太平洋海区(Chai等, 2002, 2003). 氮是模型中的计量单位(Chai等, 2002). 但这种设置限制了模式结果与遥感叶绿素产品的直接比较, 除非使用固定的叶绿素/氮比值将生物量转化叶绿素(例如, Liu和Chai, 2009). 在新版本CoSiNE模型中, 我们加入了叶绿素、碳和氮三种变量来描述浮游植物、浮游动物和碎屑的生物量(Xiu和Chai, 2014). 模型中包括了三类浮游植物[小型浮游植物(P1/C1/Chl1), 硅藻(P2/C2/Chl3)和颗石藻(P3/C3/Chl3)](图1). 它们吸收硝酸盐(NO₃)、铵盐(NH₄)、磷酸盐(PO₄)和溶解的无机碳(dissolved inorganic carbon, DIC)用于光合作用, 但硅藻还需要硅酸盐(Si(OH)₄). 模型拥有两类浮游动物, 其中小型浮游动物(Z1/ZC1)捕食小型浮游植物, 中型浮游动物(Z2/ZC2)捕食硅藻、颗石藻和颗粒有机物. 浮游植物死亡以及浮游动物粪便颗粒贡献了碎屑物(POC、PON、bSiO₂和PIC). 该模型实现了可变的C/N比值, 而非使用固定的Redfield比值进行转换. 另一个重要更新是加入微生物环, 这是一个由浮游动、植物产生溶解有机物(dissolved organic matter, DOM), 细菌消耗DOM以及浮游动物捕食细菌的循环过程(Azam等, 1983). 我们将DOM进一步分为活性、半活性和惰性三种组分. 活性DOM可直接被细菌所消耗, 而半活性DOM则需要酶将其水解为活性物质后才能被细菌利用. 按照卢文芳等(2018)的方法, 我们设定惰性DOM产率为1%的细菌生长率与1%的细菌死亡率之

图 1 CoSiNE 模型示意图

Px和Zx分别代表各类浮游植物和浮游动物以N为单位的生物量。Cx和ZCx代表以C为单位的生物量。Chlx代表叶绿素。PON: 颗粒有机氮。bSiO₂: 生物硅。PIC: 颗粒无机碳。TALK: 总碱度。LDOC: 活性溶解有机碳。LDON: 活性溶解有机氮。CLDOC: 有色活性溶解有机碳。SLDOC: 半活性溶解有机碳。SLDON: 半活性溶解有机氮。CSLDOC: 有色半活性溶解有机碳。RDOC: 惰性溶解有机碳。RDON: 惰性溶解有机氮

和, 这样就在模型中引入了微型生物碳泵过程。根据Hansell(2013)的研究, 惰性DOM的生命周期长达16,000年。由于模式的运行时间比这个周期短得多, 因此在模拟过程中, RDOC的浓度变化很小。我们仅计算RDOC的源汇速率, 并保持其浓度恒定(约40 $\mu\text{mol L}^{-1}$)。模型具体的生物地球化学控制方程可参考Xiu和Chai(2014)。

2.2 模式设置

模式的覆盖范围为99°E~150°E和15°S~30°N, 水平分辨率为8km, 垂向为30层。风场和热通量强迫场采用NCEP再分析资料(Kalnay等, 1996)。加入了珠江和湄公河的径流和营养盐输入。开边界条件使用SODA同化再分析产品(Carton和Giese, 2008)。温度、盐度、营养盐(NO₃、PO₄、Si(OH)₄)以及溶解氧的初始场和气候态场均采用WOA2009资料(Garcia等, 2010)。DIC和总碱度(TALK)的初始场使用GLODAP数据集(Key等, 2004)。SLDOC初始值在表层设为26 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 根据

双曲正切函数至500m深度时减小为1 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 并从该深度到底部保持恒定。LDOC浓度在上部200m被设置为5 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 200~500m之间为2 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 500m以下为0.01 $\mu\text{mol L}^{-1}$ 。模式运行20年, 取最后三年输出用于气候态分析。

3 模式验证

海表面高度(sea surface height, SSH)可用于检测地转流, 反映了洋流的基本状况。模式模拟的年平均SSH与卫星高度计产品吻合(图2)。西菲律宾海的海平面整体比南海高。模式与卫星产品之间的均方根误差(RMSE)为0.07m。但模式中出现了跨越吕宋海峡的SSH高值, 反映了模式中更为强烈的黑潮入侵。

模拟的年平均海表温度(sea surface temperature, SST)表现出明显的南北梯度, 与World Ocean Atlas 2018(WOA18)数据集(Locarnini等, 2018)的吻合度高(图3)。RMSE为0.69°C。模拟SST在吕宋海峡出现了

图2 模式(a)与卫星观测(b)的年平均SSH

单位: m. 卫星高度计产品(AVISO)来自欧盟哥白尼海洋服务中心(https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&task=results?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047)

图3 模式(a)与WOA18(b)的年平均SST

(a) 黑线表示图4、5中沿16°N和114°E断面位置. WOA18数据集下载自<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/woa18data.html>

流套结构, 也表明黑潮入侵南海较观测结果更为强烈(图3a). 沿16°N和114°E的年均温度以及 NO_3 断面也都显示出与WOA18数据集相同的结构(图4、5). 另一个特点是南海的营养盐跃层比西菲律宾海要浅, 暗示南海来自下层水体的营养盐供应可能更高(图5a、5b).

对物理场及营养盐结构的良好模拟效果使我们能进一步使用该模型进行生态系统动力学研究. NPP是评价浮游植物固定碳量的指标. 模拟的年均NPP与基于卫星遥感叶绿素的VGPM算法估计值基本一致(Behrenfeld和Falkowski, 1997). 在南海北部和越南东南岸外NPP较高(图6). 西菲律宾海NPP明显低于南海, 这也符合营养盐跃层深度差异导致表层营养盐供应不

同的猜想(图5a、5b). 但是, 模拟NPP在苏禄海和西里伯斯海则明显高于卫星产品. 除年平均值外, NPP季节变化的模拟结果也与卫星产品一致(网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>).

比较表层DOC模拟结果, 我们发现ROMS-Co-SiNE比另一粗分辨率(约100km)全球模式(Lønborg等, 2018)高出约 $8\mu\text{mol L}^{-1}$ (图7). 两个模式在400m深度处的分布相似, 显示西菲律宾海浓度略高于南海. 但是从垂向剖面上看, 我们的模拟结果与南海北部观测结果基本一致(Wu等, 2015), 尤其是在500m以深(图7). 表层的DOC模拟浓度略低于观测值, 并且在100~500m深度范围内, 模拟值较观测值衰减更慢.

图 4 模式和WOA18在上500m沿16°N((a), (b))和114°E((c), (d))的年平均温度断面

4 结果与讨论

以上验证显示, 模式的物理场与生物地球化学场结果都表现良好. 因此, 我们可以进一步利用模式结果计算南海DOC库的源汇通量以及有机碳收支.

4.1 LDOC的源汇

我们将LDOC和CLDOC相加得到总LDOC浓度. 总LDOC的来源项包括: (1) 浮游植物生长; (2) 浮游动物漏食; (3) 浮游动、植物死亡; (4) 碎屑和SLDOC的溶解; (5) 光对CSLDOC的降解. 其中CSLDOC到LDOC的光化学转化已在南海中观测到(Yang等, 2020). 汇项主要是细菌吸收以及太阳光照射引起的再矿化(见Xiu和Chai, 2014中公式A25和A28). 总的源和汇项分布都显示出明显的季节性变化(图8). 冬季是南海海盆LDOC产率(P_{LDOC})最高的季节, 并在吕宋海峡西侧出现一个高值带(图8a). 除越南东南岸外, 春季和夏季的 P_{LDOC} 都较低(图8b, 8c). 另一个显著特征是, 北部近岸海区的 P_{LDOC} 在夏季生产率高于冬季. 我们将在4.4节详细讨论区域间差异. 总LDOC每个季节汇的分布(图

8e~8h)与源的分布基本一致. 这是因为LDOC的周转时间快, 新生产的LDOC会被细菌快速利用. 同时, P_{LDOC} 的高值区与NPP高值区相一致, 反映了初级生产对LDOC的贡献(图6, 网络版附图S1).

4.2 SLDOC的源汇

我们使用总SLDOC(即SLDOC与CSLDOC之和)来分析其源和汇速率. 总SLDOC的源项由浮游动物漏食、浮游植物生长、浮游动植物死亡和碎屑分解决定, 而汇则是由SLDOC的分解以及光降解作用控制(Xiu和Chai, 2014中公式A26, A29). SLDOC产率(P_{SLDOC})的季节性分布(图9a~9d)与LDOC相似, 但是值小约6倍. SLDOC汇的空间分布相对均匀(图9e~9h). 由于具有较低的活性和更长的滞留时间, SLDOC汇在所有季节的空间变化都较小. 例如在吕宋海峡两侧并没有出现像 P_{SLDOC} 那样显著的差异.

4.3 RDOC的源

根据卢文芳等(2018)的方法, 我们用细菌的生长

图5 模式和WOA18在上500m沿16°N((a), (b))和114°E((c), (d))的年平均 NO_3^- 断面

图6 模型(a)与利用水色卫星MODIS传感器(b)计算的NPP

单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 卫星NPP产品由Oregon 州立大学提供(<http://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/>)

和死亡速率确定了RDOC的产率(P_{RDOC}). 跟 P_{LDOC} 和 P_{SLDOC} 一样, P_{RDOC} 也是在冬季较高, 夏季较低. 但 P_{RDOC} 的季节差异较小(图10). P_{RDOC} 在南海和西菲律宾

海之间的空间差异也比较小. 海盆内部(水深>200m)的 P_{RDOC} 平均值约为 $1.8 \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$, 分别比 P_{LDOC} 和 P_{SLDOC} 小85和14倍. 由于RDOC的浓度几乎是恒定的,

图 7 本研究模拟DOC浓度在18m(a)、400m(c)与Lönborg等(2018)全球模式结果(b), (d)对比, 以及(a)中黑色三角形区域内模拟DOC浓度垂向剖面与Wu等(2015)观测结果对比(e)
单位: $\mu\text{mol L}^{-1}$

图 8 总LDOC在冬季(a), (e)、春季(b), (f)、夏季(c), (g)和秋季(d), (h)的源(上图)和汇(下图)分布
DJF: 12~2月. MAM: 3~5月. JJA: 6~8月. SON: 9~11月. 单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$

图 9 总SLDOC在冬季((a), (e))、春季((b), (f))、夏季((c), (g))和秋季((d), (h))的源(上图)和汇(下图)分布
单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$

图 10 RDOC在冬季(a)、春季(b)、夏季(c)和秋季(d)的源
单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$

表 1 P_{RDOC} 、 P_{SLDOC} 、 P_{LDOC} 与NPP相关系数

	P_{SLDOC}	P_{RDOC}	NPP
P_{LDOC}	0.99	0.84	0.93
P_{SLDOC}		0.87	0.90
P_{RDOC}			0.60

并且其生命期为16,000年,因此RDOC的汇几乎没有时空变化. 我们模拟的 P_{RDOC} 与卢文芳等(2018)的结果相似,除了在北部陆坡区并未出现沿西边界流的高值带. P_{RDOC} 、 P_{SLDOC} 和 P_{LDOC} 之间具有很高的相关性(表1),这表明它们可能具有相同的来源. 这一推论可以通过 P_{LDOC} 、 P_{SLDOC} 、 P_{RDOC} 与NPP的高相关系数来确认,尽管 P_{RDOC} 与NPP的相关系数相对较低($R=0.6$). 这可能是由于 P_{LDOC} 和 P_{SLDOC} 的源项中直接包含浮游植物的生长项(Xiu和Chai, 2014, 方程A25~A28),而 P_{RDOC} 仅由细菌的生长和死亡率决定. 因此,细菌对NPP的延迟或间接反应可能会影响 P_{RDOC} 与NPP之间的正相关关系.

4.4 DOC产率的局地变化

NPP和DOC产率的季节变化在北部近岸、东北部吕宋海峡西侧以及西南部越南东南岸外海区都有各自的特点,反应了不同的动力过程. 我们分别计算了这三个区域的季节变率(图11).

图 11 NPP (a)、 P_{LDOC} (b)、 P_{SLDOC} (c)和 P_{RDOC} (d)在北部、东北部及西南部的月平均时间序列
(d)中插图方框指示了北部、东北部及西南部区域的具体位置. 单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$

4.4.1 北部近岸

北部近岸区的NPP、 P_{LDOC} 、 P_{SLDOC} 和 P_{RDOC} 都显示在夏季升高,冬季降低. 这一现象与最新的观测发现一致(Xie等, 2020). 南海北部近岸区属于河流主导的边缘海区,有机物生产被河流营养盐输入所控制(McKee等, 2004). 珠江是南海北部的最大河流,年平均径流量可达 $10,000 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (Perry等, 1996; Zhang等, 2012),其中60%的径流量集中在5~8月(表2). 河流提供了浮游植物生长所需的营养盐. 浮游植物生长同时也产生了大量DOC. 尽管冬季时风速较大,也会产生较强的混合,但是径流减少仍然导致生产力不如冬季高. 我们的模型结果可以从机理上证实河流输入对NPP和DOC产率的控制作用.

4.4.2 吕宋海峡西侧

东北部海区的NPP、 P_{LDOC} 、 P_{SLDOC} 和 P_{RDOC} 与北部近岸区不同,高值出现在冬季(图11),并在吕宋海峡西侧呈带状分布(图8~10). Lu等(2015)计算了这个区域的风致混合及次表层的上升流强度,认为风力驱动的搅拌作用能将次表层营养盐带至表层,支撑了2011年1月一个倒“V”字型叶绿素高值区的形成. 但是,我们利用模式结果计算了这一区域的混合层深度(MLD). 高NPP区对应的MLD并没有加深,反而变浅(网络版附图

表2 珠江各月份径流量占其全年径流量的百分比^{a)}

月份	百分比
1	2.9
2	2.8
3	3.4
4	7.0
5	13.9
6	13.7
7	17.2
8	14.4
9	9.2
10	6.7
11	4.9
12	3.9

a) 来源: Xue等(2004)

S2). Guo等(2017)曾利用更高分辨率模式(1km)发现冬季黑潮入侵会在这一区域形成锋面。锋面引起的上升流形成了高NPP。我们也计算了跨越吕宋海峡的水体输送。结果显示, 表层水在10~2月从西菲律宾海流入南海, 3~9月从南海流出(网络版附图S3)。这一结构与黑潮入侵有关。夏季时黑潮增强, 直接北上, 从而跨越吕宋海峡进入南海的流量减少(Jiang等, 2020)。我们的模拟结果支持冬季时黑潮入侵加强引发锋面过程的结论。

4.4.3 越南岸外

在西南部越南岸外, NPP、 P_{LDOC} 、 P_{SLDOC} 和 P_{RDOC} 在冬季和夏季都出现高值, 曲线呈现一个“W”的形态(图11)。这一结果与之前研究类似(Ma等, 2014)。冬季风应力较大造成MLD加深(网络版附图S2), 形成了高生产力。夏季时, 西南季风与越南东南部的岸线平行, 形成了离岸艾克曼输运和沿岸上升流(Lu等, 2018; Yu等, 2020)。同时由于沿岸山地地形的阻挡, 风力还会形成一个东向的急流(Xie等, 2003; Hu和Wang, 2016; Lu等, 2018), 可以将涌升的高营养盐水体离岸输运至海盆内。夏季的高生产力与这一过程有关。

4.5 POC输出通量

为了计算有机碳的收支以及MCP相对于传统生物碳泵(biological carbon pump, BCP)的碳封存效率, 我

们同时需要POC的输出通量。POC依靠自身重力沉降至海洋内部, 因此POC输出通量是评价BCP强度的重要指标。我们用POC浓度与其下沉速度乘积计算POC输出通量。本模式中仅有一类POC, 它下沉速度为常数 40 m d^{-1} , 代表了其他模式中慢速和快速下沉POC(例如, Ma等, 2019)的平均值。深度100m处的输出通量也被称为输出生产力(EP_{100}), 它的季节性变化在海盆内表现为冬季高, 夏季低(图12)。这与 P_{LDOC} 和 P_{SLDOC} 的分布也十分类似, 符合由初级生产形成有机物输出的基本认识。早期的模拟工作由于过强的黑潮入侵, 南海东北部的输出通量往往被低估(Liu和Chai, 2009; Ma等, 2014)。本次的输出通量估算在这一区域有了较大的改进。 EP_{100} 的季节变化与基于卫星资料的估算结果一致(Li等, 2018)。全海盆年平均为 $78.2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 也与其他模拟结果一致(Chen等, 2018; Li等, 2018; Ma等, 2019)。

我们发现MLD可以解释输出生产力变化的动力机制。依据de Boyer Montégut等(2004)定义, MLD为水温相对10m处变化 0.2°C 的深度。依据模式结果计算的MLD与WOA18结果一致(网络版附图S2)。海盆平均 EP_{100} 的季节变化与MLD一致变化。冬季时强劲的东北季风和冷却效应导致MLD加深, 因此表层营养盐供应也更加充足, NPP和 EP_{100} 也就最高。夏季时大气加热使得海水层化加强(Geng等, 2019), 海盆内除了越南东南岸外上升流区外的其他海区NPP和 EP_{100} 都较低。

沉入深海的有机碳可以被海洋封存100年以上(Passow和Carlson, 2012), 因此1000m的输出通量(EP_{1000})是评价BCP效率的另一重要指标。 EP_{1000} 的季节变化与 EP_{100} 有很高的相关性(网络版附图S4)。由于POC沉降速度的原因, EP_{1000} 滞后 EP_{100} 一个月左右, EP_{1000} 的年平均值为 $(6.7 \pm 2.2) \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。

我们模拟的海盆平均POC输出通量深度剖面与其他基于沉积物捕获器或钍同位素的观测结果有较好的一致性(图13)。观测结果在深海中会出现一些异常高值, 这是由于有机物的再悬浮和侧向搬运造成的(Shen等, 2020)。利用模拟与观测结果的差值, 模式可以帮助评估海盆中POC侧向搬运的贡献。

4.6 有机碳收支

根据NPP、DOC源汇通量以及POC输出通量, 我们计算了整个海盆中有机碳循环的收支(图14)。年均

图 12 冬季(a)、春季(b)、夏季(c)、秋季(d)时100m POC输出通量

单位: $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$

NPP为 $(340.3 \pm 88.7) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$, 代表了浮游植物的固碳量, 并为DOC和POC提供了来源. 我们将LDOC和SLDOC合并考虑. 从浮游植物到LDOC/SLDOC库的通量可以分为与其生长和死亡率相关的通量, 分别为 (67.7 ± 17.7) 和 $(63.9 \pm 9.6) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 通过被摄食和自身死亡, 从浮游植物到浮游动物和碎屑的通量分别为 (137.2 ± 36.6) 和 $(71.7 \pm 10.3) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 浮游动物产生碎屑的通量为 $(28.9 \pm 10.9) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 碎屑溶解进入LDOC/SLDOC库的通量为 $(5.7 \pm 1.3) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 在微生物环中, 由于浮游动物漏食进入LDOC/SLDOC库的通量为 $(25.5 \pm 8.3) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 细菌从LDOC/SLDOC库中吸收通量为 $(160.3 \pm 22.4) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 浮游动物捕食细菌通量为 $(47.6 \pm 9.4) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 在100m, POC输出通量为 $(78.2 \pm 22.5) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. 这样计算出POC输出效率($\text{EP}_{100}/\text{NPP}$)为0.23, 与之前的一维模型的估算结果接近(Chen等, 2018; Ma等, 2019). POC传输效率($\text{EP}_{1000}/\text{EP}_{100}$)约为0.08. P_{RDOC} 的通量为 $(1.8 \pm 0.5) \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$, 相当于1000m输出通量的26%.

图 13 海盆平均(水深>200m)POC通量垂向剖面与观测数据对比

观测数据为基于沉积物捕获器或钍同位素的计算结果(Shen等, 2020)

图 14 南海海盆(水深>200m)年平均有机碳收

5 结论

我们利用南海物理-生物地球化学耦合模式 ROMS-CoSiNE 得到了 NPP、POC 输出通量和 DOC 产率的季节变化。东亚季风是影响有机物生产季节变化的主要驱动因子。冬季降温和强风引起的混合增强、MLD 加深是造成 POC 和 DOC 产率增加的动力机制。夏季大气加热引发层化和混合层变浅,造成海盆大部分地区有机碳产率降低。越南东南岸外由于风驱上升流发育而形成夏季生产力高值。

我们模拟了 LDOC、SLDOC 和 RDOC 等三类 DOC 的产率。 P_{RDOC} 、 P_{SLDOC} 、 P_{LDOC} 与 NPP 的时空变化都高度相关,指示了由下至上的生态系统调控作用。NPP 从根本上控制了 POC 和 DOC 的生产。

发现了三个动力机制不同的典型海区。珠江径流变化控制了北部近岸海区的 NPP 和 DOC 生产。东北部海区,黑潮入侵引起的锋面过程造就了冬季高 DOC 产率。在西南部海区,夏季上升流与冬季混合都促进 DOC 生产。

有机碳收支分析显示 100m 的 POC 输出通量为 $(78.2 \pm 22.5) \text{ mg C d}^{-1}$, 输出效率为 0.23, 表示约 23% 的 NPP 以 POC 形式输出至真光层之下。仅有约 8% 的输出 POC 能被传输至 1000m, 通量为 $(6.7 \pm 2.2) \text{ mg C d}^{-1}$ 。

P_{RDOC} 和 EP_{1000} 都代表了可长时间尺度(>100y)封存碳的流量。 P_{RDOC} 为 $(1.8 \pm 0.5) \text{ C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 相当于 EP_{1000} 的 26%, 对碳封存的贡献不可忽视。

致谢 感谢 Lønborg 和 Letscher 博士提供全球模式模拟结果。感谢责任编辑及两位匿名审稿人的修改与建议。

参考文献

- 陈建芳, 郑连福, Wiesner M G, 陈荣华, 郑玉龙, Wong H K. 1998. 基于沉积物捕获器的南海表层初级生产力及输出生产力估算. 科学通报, 43: 639–642
- 刘茜, 郭香会, 尹志强, 周宽波, Roberts E G, 戴民汉. 2018. 中国邻近边缘海碳通量研究现状与展望. 中国科学: 地球科学, 48: 1422–1443
- 卢文芳, 罗亚威, 严晓海, 江毓武. 2018. 模拟“微型生物碳泵”对南海储碳的贡献. 中国科学: 地球科学, 48: 1456–1465
- 张传伦. 2018. 微型生物碳泵——海洋生物地球化学研究的新模式. 中国科学: 地球科学, 48: 805–808
- Azam F, Fenchel T, Field J G, Gray J S, Meyer-Reil L A, Thingstad F. 1983. The ecological role of water-column microbes in the sea. *Mar Ecol Prog Ser*, 10: 257–263
- Behrenfeld M J, Falkowski P G. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol Oceanogr*, 42: 1–20

- Carton J A, Giese B S. 2008. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA). *Mon Weather Rev*, 136: 2999–3017
- Chai F, Dugdale R C, Peng T H, Wilkerson F P, Barber R T. 2002. One-dimensional ecosystem model of the equatorial Pacific upwelling system. Part I: Model development and silicon and nitrogen cycle. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 49: 2713–2745
- Chai F, Jiang M, Barber R T, Dugdale R C, Chao Y. 2003. Interdecadal variation of the transition zone chlorophyll front: A physical-biological model simulation between 1960 and 1990. *J Oceanogr*, 59: 461–475
- Chai F, Liu G, Xue H, Shi L, Chao Y, Tseng C M, Chou W C, Liu K K. 2009. Seasonal and interannual variability of carbon cycle in South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical modeling study. *J Oceanogr*, 65: 703–720
- Chen C T A, Wang S L, Chou W C, Sheu D D. 2006. Carbonate chemistry and projected future changes in pH and CaCO_3 saturation state of the South China Sea. *Mar Chem*, 101: 277–305
- Chen Y, Wu Z, Li Q P. 2018. Temporal change of export production at Xisha of the Northern South China Sea. *J Geophys Res-Planets*, 123: 9305–9319
- Dai M, Meng F, Tang T, Kao S J, Lin J, Chen J, Huang J C, Tian J, Gan J, Yang S. 2009. Excess total organic carbon in the intermediate water of the South China Sea and its export to the North Pacific. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q12002
- de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer A S, Lazar A, Iudicone D. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophys Res*, 109: C12003
- Ding L, Qi Y, Shan S, Ge T, Luo C, Wang X. 2020. Radiocarbon in dissolved organic and inorganic carbon of the South China Sea. *J Geophys Res-Planets*, 125: e16073
- Fontela M, García-Ibáñez M I, Hansell D A, Mercier H, Pérez F F. 2016. Dissolved organic carbon in the North Atlantic meridional overturning circulation. *Sci Rep*, 6: 26931
- Garcia H E, Locarnini R A, Boyer T P, Antonov J I, Zweng M M, Baranova O K, Johnson D R. 2010. Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). In: Levitus S, ed. *World Ocean Atlas 2009*. Washington D C: NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office. 398
- Geng B, Xiu P, Shu C, Zhang W Z, Chai F, Li S, Wang D. 2019. Evaluating the roles of wind- and buoyancy flux-Induced mixing on phytoplankton dynamics in the Northern and Central South China Sea. *J Geophys Res-Oceans*, 124: 680–702
- Guo L, Xiu P, Chai F, Xue H, Wang D, Sun J. 2017. Enhanced chlorophyll concentrations induced by Kuroshio intrusion fronts in the northern South China Sea. *Geophys Res Lett*, 44: 11,565–11,572
- Hansell D A. 2013. Recalcitrant dissolved organic carbon fractions. *Annu Rev Mar Sci*, 5: 421–445
- Hansell D A, Carlson C A, Repeta D J, Schlitzer R. 2009. Dissolved organic matter in the ocean: A controversy stimulates new insights. *Oceanography*, 22: 202–211
- Hansell D A, Carlson C A. 2015. Chapter 3-DOM Sources, Sinks, Reactivity, and Budgets. In: Hansell D A, Carlson C A, eds. *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. 2nd ed. London: Academic Press. 65–126
- Hansell D A, Carlson C A, Schlitzer R. 2012. Net removal of major marine dissolved organic carbon fractions in the subsurface ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 26: GB1016
- Herndl G J, Reinthaler T. 2013. Microbial control of the dark end of the biological pump. *Nat Geosci*, 6: 718–724
- Hu J, Wang X H. 2016. Progress on upwelling studies in the China seas. *Rev Geophys*, 54: 653–673
- Jiang Y, Zhang S, Tian J, Zhang Z, Gan J, Wu C R. 2020. An examination of circulation characteristics in the Luzon Strait and the South China Sea using high-resolution regional Atmosphere-ocean-coupled models. *J Geophys Res-Oceans*, 125: e16253
- Jiao N, Azam F. 2011. Microbial carbon pump and its significance for carbon sequestration in the ocean. In: Jiao N, Azam F, Sanders S, eds. *Microbial carbon pump in the ocean*. Science/AAAS
- Jiao N, Herndl G J, Hansell D A, Benner R, Kattner G, Wilhelm S W, Kirchman D L, Weinbauer M G, Luo T, Chen F, Azam F. 2010. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean. *Nat Rev Microbiol*, 8: 593–599
- Jiao N, Liu J, Jiao F, Chen Q, Wang X. 2020. Microbes mediated comprehensive carbon sequestration for negative emissions in the ocean. *Natl Sci Rev*, 7: 1858–1860
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 437–471
- Key R M, Kozyr A, Sabine C L, Lee K, Wanninkhof R, Bullister J L, Feely R A, Millero F J, Mordy C, Peng T H. 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Glob Biogeochem Cycle*, 18: GB4031
- Kirchman D L, Suzuki Y, Garside C, Ducklow H W. 1991. High turnover rates of dissolved organic carbon during a spring phytoplankton bloom. *Nature*, 352: 612–614
- Letscher R T, Knapp A N, James A K, Carlson C A, Santoro A E, Hansell D A. 2015. Microbial community composition and nitrogen

- availability influence DOC remineralization in the South Pacific Gyre. *Mar Chem*, 177: 325–334
- Li H, Wiesner M G, Chen J, Ling Z, Zhang J, Ran L. 2017. Long-term variation of mesopelagic biogenic flux in the central South China Sea: Impact of monsoonal seasonality and mesoscale eddy. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 126: 62–72
- Li Q, Guo X, Zhai W, Xu Y, Dai M. 2020. Partial pressure of CO₂ and air-sea CO₂ fluxes in the South China Sea: Synthesis of an 18-year dataset. *Prog Oceanogr*, 182: 102272
- Li Q P, Wang Y, Dong Y, Gan J. 2015. Modeling long-term change of planktonic ecosystems in the northernSouthChinaSea and the upstreamKuroshioCurrent. *J Geophys Res-Oceans*, 120: 3913–3936
- Li T, Bai Y, He X, Xie Y, Chen X, Gong F, Pan D. 2018. Satellite-based estimation of particulate organic carbon export in the northern South China Sea. *J Geophys Res-Oceans*, 123: 8227–8246
- Liu G, Chai F. 2009. Seasonal and interannual variability of primary and export production in the South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical model study. *ICES J Mar Sci*, 66: 420–431
- Liu K K, Chao S Y, Shaw P T, Gong G C, Chen C C, Tang T Y. 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: Observations and a numerical study. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 49: 1387–1412
- Locarnini R A, Mishonov A V, Baranova O K, Boyer T P, Zweng M M, Garcia H E, Reagan J R, Seidov D, Weathers K, Paver C R, Smolyar I. 2018. Volume 1: Temperature. In: Mishonov A, ed. World Ocean Atlas 2018. NOAA Atlas NESDIS 81, 52
- Lønborg C, Álvarez-Salgado X A. 2012. Recycling versus export of bioavailable dissolved organic matter in the coastal ocean and efficiency of the continental shelf pump. *Glob Biogeochem Cycle*, 26: 2012GB004353
- Lønborg C, Álvarez-Salgado X A, Letscher R T, Hansell D A. 2018. Large stimulation of recalcitrant dissolved organic carbon degradation by increasing ocean temperatures. *Front Mar Sci*, 4: 436
- Lønborg C, Carreira C, Jickells T, Álvarez-Salgado X A. 2020. Impacts of global change on ocean dissolved organic carbon (DOC) cycling. *Front Mar Sci*, 7: 466
- Lu W, Oey L Y, Liao E, Zhuang W, Yan X H, Jiang Y. 2018. Physical modulation to the biological productivity in the summer Vietnam upwelling system. *Ocean Sci*, 14: 1303–1320
- Lu W, Yan X H, Jiang Y. 2015. Winter bloom and associated upwelling northwest of the Luzon Island: A coupled physical-biological modeling approach. *J Geophys Res-Oceans*, 120: 533–546
- Ma W, Chai F, Xiu P, Xue H, Tian J. 2014. Simulation of export production and biological pump structure in the South China Sea. *Geo-Mar Lett*, 34: 541–554
- Ma W, Xiu P, Chai F, Li H. 2019. Seasonal variability of the carbon export in the central South China Sea. *Ocean Dyn*, 69: 955–966
- McKee B A, Aller R C, Allison M A, Bianchi T S, Kineke G C. 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: Benthic boundary layer and seabed processes. *Cont Shelf Res*, 24: 899–926
- Passow U, Carlson C A. 2012. The biological pump in a high CO₂ world. *Mar Ecol Prog Ser*, 470: 249–271
- Perry G D, Duffy P B, Miller N L. 1996. An extended data set of river discharges for validation of general circulation models. *J Geophys Res*, 101: 21339–21349
- Ran L, Chen J, Wiesner M G, Ling Z, Lahajnar N, Yang Z, Li H, Hao Q, Wang K. 2015. 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. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 122: 15–24
- Romera-Castillo C, Letscher R T, Hansell D A. 2016. New nutrients exert fundamental control on dissolved organic carbon accumulation in the surface Atlantic Ocean. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 10497–10502
- Roshan S, DeVries T. 2017. Efficient dissolved organic carbon production and export in the oligotrophic ocean. *Nat Commun*, 8: 2036
- Shchepetkin A F, McWilliams J C. 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *J Geophys Res*, 108: 3090
- Shchepetkin A F, McWilliams J C. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model*, 9: 347–404
- Shen J, Jiao N, Dai M, Wang H, Qiu G, Chen J, Li H, Kao S J, Yang J Y T, Cai P, Zhou K, Yang W, Zhu Y, Liu Z, Chen M, Zuo Z, Gaye B, Wiesner M G, Zhang Y. 2020. Laterally transported particles from margins serve as a major carbon and energy source for dark ocean ecosystems. *Geophys Res Lett*, 47: e88971
- Sheu D D, Chou W C, Wei C L, Hou W P, Wong G T F, Hsu C W. 2010. Influence of El Niño on the sea-to-air CO₂ flux at the SEATS time-series site, northern South China Sea. *J Geophys Res*, 115: 2009JC006013
- Wu K, Dai M, Chen J, Meng F, Li X, Liu Z, Du C, Gan J. 2015. Dissolved organic carbon in the South China Sea and its exchange with the Western Pacific Ocean. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr* {Ecol Monogr}, 122: 41–51
- Xie S P, Xie Q, Wang D, Liu W T. 2003. Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations. *J Geophys Res*, 108: 3261
- Xie Y, Lin L, Xiao W, Yu X, Lan W, Huang B. 2020. Striking seasonal pattern of primary production in the river-dominated ocean margin

- of the northern South China Sea (NSCS-RiOMar) revealed by new field and remotely sensed data. *Prog Oceanogr*, 189: 102470
- Xiu P, Chai F. 2014. Connections between physical, optical and biogeochemical processes in the Pacific Ocean. *Prog Oceanogr*, 122: 30–53
- Xue H, Chai F, Pettigrew N, Xu D, Shi M, Xu J. 2004. Kuroshio intrusion and the circulation in the South China Sea. *J Geophys Res*, 109: C02017
- Yang F, Song G, Massicotte P, Wei H, Xie H. 2020. Depth-resolved photochemical lability of dissolved organic matter in the western tropical Pacific Ocean. *J Geophys Res-Biogeosci*, 125: e05425
- Yu Y, Wang Y, Cao L, Tang R, Chai F. 2020. The ocean-atmosphere interaction over a summer upwelling system in the South China Sea. *J Mar Syst*, 208: 103360
- Zhai W, Dai M, Cai W J, Wang Y, Hong H. 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
- Zhang J, Li H, Xuan J, Wu Z, Yang Z, Wiesner M G, Chen J. 2019. Enhancement of mesopelagic sinking particle fluxes due to upwelling, aerosol deposition, and monsoonal influences in the northwestern South China Sea. *J Geophys Res-Planets*, 124: 99–112
- Zhang W, Mu S S, Zhang Y J, Chen K M. 2012. Seasonal and interannual variations of flow discharge from Pearl River into sea. *Water Sci Eng*, 5: 399–409
- Zhang Y, Qin W, Hou L, Zakem E J, Wan X, Zhao Z, Liu L, Hunt K A, Jiao N, Kao S J, Tang K, Xie X, Shen J, Li Y, Chen M, Dai X, Liu C, Deng W, Dai M, Ingalls A E, Stahl D A, Herndl G J. 2020. Nitrifier adaptation to low energy flux controls inventory of reduced nitrogen in the dark ocean. *Proc Natl Acad Sci USA*, 117: 4823–4830

(责任编辑: 吴海斌)