

西北太平洋黑潮-亲潮延伸体海域的沉积 有机碳来源及储量

崔咏晖^{1,2}, 丁杨^{1,2}, 陈朝晖^{2,3}, 肖晓彤^{1,2}

(1.中国海洋大学深海圈层与地球系统前沿科学中心/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.崂山实验室, 山东青岛 266237; 3.中国海洋大学深海圈层与地球系统前沿科学中心/物理海洋教育部重点实验室, 山东青岛 266100)

摘要:西北太平洋是全球 CO₂的重要汇区,在海洋气候调节中起关键作用,其海洋生态系统的固碳和储碳过程对生产力的输出和储存有重要意义。本文测定了西北太平洋黑潮-亲潮延伸体海域沉积柱的总有机质参数(TOC、C/N 和 δ¹³C) 和海源生物标志物含量(菜籽甾醇、甲藻甾醇和长链烯酮),并通过端元混合模型估算出该海域的有机质以海源贡献为主,平均可达 80%以上。此外,本文估算了沉积物的有机碳储量来评估研究海域的储碳能力,结果显示,位于黑潮延伸体、混合海域和亲潮延伸体沉积柱的碳储量分别为 14 t/ha、28 t/ha 和 21 t/ha (1 m 深度),尽管这个结果远低于全球海洋平均碳储量,但和其他深海区域(如北大西洋中部和北太平洋中部)相比碳储量较高。因此,了解并重视该海域的有机碳埋藏情况对于缓解大气中日益增加的二氧化碳引起的温室效应具有重要意义。

关键词:西北太平洋; 黑潮-亲潮延伸体; 有机碳来源; 碳储量

中图分类号:P734; X142 文献标识码:A 文章编号:1007-6336(2024)05-0733-10

Provenance and carbon stock of sedimentary organic carbon of the Kuroshio-Oyashio Extension in the Northwest Pacific

CUI Yonghui^{1,2}, DING Yang^{1,2}, CHEN Zhaohui^{2,3}, XIAO Xiaotong^{1,2}

(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.Laosan Laboratory, Qingdao 266237, China; 3.Frontier Science Center for Deep Ocean Multispheres and Earth System/Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: The Northwest Pacific is an important sink of global CO₂, which plays a key role in climate regulation. The carbon sequestration and storage processes of marine ecosystems in the Northwest Pacific are of great significance for the export and storage of primary productivity. The total organic carbon contents (TOC), stable carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$), and marine biomarkers (brassicasterol, dinosterol and C₃₇-alkenones) were measured in sediment cores of the Kuroshio-Oyashio Extension in the Northwest Pacific. The binary end-member mixing model was used to estimate the terrestrial and marine contributions of TOC, suggesting that sedimentary OC in this area is mainly from marine sources, with an average proportion more than 80%. In addition, carbon stock was calculated to evaluate the capacity of storing carbon in the study area. The results

收稿日期:2023-10-13, 修订日期:2023-12-06

基金项目:中央高校基本科研业务费专项(202172001)

作者简介:崔咏晖(1999—),女,新疆哈密人,硕士,主要研究方向为海洋有机生物地球化学, E-mail: cuiyonghui0214@163.com

通信作者:丁杨(1982—),女,重庆人,实验师,硕士,主要研究方向为海洋有机生物地球化学, E-mail: dingyang12@ouc.edu.cn

show that average carbon stock is 14 t/ha, 28 t/ha and 21 t/ha in Kuroshio Extension, mixed water region and Oyashio Extension (at 1 m), respectively. These values are much lower than the global average, but higher than the pelagic areas, e.g., central North Atlantic and central North Pacific. Therefore, understanding and emphasizing organic carbon burial in this area is of great significance for alleviating the greenhouse effect caused by the increasing CO₂ in the atmosphere.

Key words: Northwest Pacific; Kuroshio-Oyashio Extension; the origin of organic carbon; carbon stocks

18世纪下半叶工业革命以来,人为排放活动致使大气中的CO₂已从280 ppm提高至420 ppm^[1-2]。占地球总面积71%的海洋对于大气中日益增加的CO₂是重要的碳汇区,每年可从大气中吸收2 Pg C,占人为排放CO₂总量的25%^[3-4]。海洋沉积物是全球有机碳的重要储库,制约海气CO₂通量,是实现《巴黎协定》中“将全球平均气温升幅控制在工业化前水平以上低于2℃之内”目标的重要环节^[5-6]。全球海洋沉积碳储量高达2322 Pg C(1 m深度),是陆地土壤碳储量的1.75倍^[7-8]。

根据海洋沉积有机碳和干密度参数,Smeaton等^[9]计算出苏格兰中纬度海湾表层1 m的沉积物有机碳储量平均为2190 t/ha。相对而言,近海的有机碳储量低于海湾,例如,Lee等^[10]计算出韩国南部近海(包括西海、南海以及东海)沉积柱的碳储量最高可达(81.0±3.3) Mg C/ha(1 m深度),同时估算出韩国南部沿岸海域的碳储量约为13.1 Tg。此外,近海的生态系统非常脆弱,对环境的变化敏感,一旦受到破坏,就会成为大气CO₂的源^[11]。因此,深海的沉积碳汇意义就显得尤为重要。一方面,深海沉积物中储存的有机碳与近海相比不易受到人为活动的影响;另一方面,开阔大洋占全球海洋的面积高达92%,其总碳储量(1844 Pg)在全球海洋沉积物碳储量中的占比高达79%^[7]。因此,计算深海碳储量不仅可以加深对碳收支情况的了解,还可以确定需要优先保护的区域。其中,西北太平洋相比于其他海域有着更高的颗粒有机碳通量(3000 m深度可达到6 mg/m²/d)^[12],因其具有高效活跃的生物泵,对海水表层的CO₂也有着强烈的固定作用^[13-14];同时,巨大的水深优势(平均大于5000 m)使其受人类活动影响程度较小,能够更好地保存有机碳,因此西北太平洋海域对于沉积有机碳的埋藏有着重要的作用^[15-16]。位于西北太平洋海域的

西边界流包括具有高温、高盐、低营养盐的黑潮和低温、低盐、高营养盐的亲潮,两者均可输送大量的热量和盐分,并影响西北太平洋地区的营养盐供应,从而主导黑潮-亲潮延伸体的海洋初级生产力分布^[17-20]。此外,两者在日本东部汇集为黑潮-亲潮混合海域(Kuroshio-Oyashio mixed water region)^[21],混合海域内存在的中尺度涡旋引起的上升流带来丰富的深海再生营养盐,继而促进生产力^[22-23]。目前,已在区域尺度上广泛研究西北太平洋中的浮游植物生产和群落结构,强调营养盐供应是生态系统的重要驱动因素。比如在黑潮延伸体区域,溶解无机氮和无机磷是控制该海域浮游植物群落结构及其生产力的主要因素^[18]。

海洋生产力产生或携带的碎屑(主要包含浮游植物碎屑等)经过沉降成为海洋沉积物中海源有机碳的来源。同时,黑潮-亲潮延伸体由于受到北半球西风带的影响,可接受部分来源于如中国的黄土高坡^[24]和蒙古戈壁^[25]的陆源物质(包括陆地植被碎屑和粉尘)。研究沉积有机碳来源的常规手段包括总有机碳(total organic carbon, TOC)法、碳氮比值(organic carbon/total nitrogen, C/N)法以及稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)法^[26-27]等。以上手段也同样被应用到解析西北太平洋等深海有机碳来源的研究中^[28-29],例如,Amo和Minagawa^[24]借助 $\delta^{13}\text{C}$ 进行混合端元模型计算,发现位于西北太平洋海域的沙茨基海隆(Shatsky Rise)沉积有机碳中海源贡献超过86%。同时,生物标志物因为性质稳定和对环境变化敏感等特性,在古海洋和现代海洋中均被广泛地作为指示浮游植物生产力和群落结构变化的指标^[30]。通常在研究中用菜籽甾醇(brassicasterol)指示硅藻的生产力,用甲藻甾醇(dinosterol)指示甲藻的生产力,用烯酮(alkenones)指示颗石藻的生产力,用以上三者的总和(Σ phytoplankton biomarkers, Σ PB)指

示该区域海洋初级生产力的相对大小^[31-33]。

然而,西北太平洋深海区域的水深远大于碳酸盐补偿深度,导致沉积物中不含碳酸盐,所以无法使用微体生物古化石构建年代框架,因此该区域目前仍然是海洋和气候史上的“空白”^[34]。本研究选取西北太平洋分别位于黑潮延伸体、亲潮延伸体以及黑潮-亲潮混合海域的3根箱式沉积柱,测定了沉积有机质的总参数(TOC、C/N、 $\delta^{13}\text{C}$)以及海源生物标志物参数(菜籽甾醇、甲藻甾醇和烯酮),以探究沉积有机碳的来源和储量。

1 材料与方法

1.1 研究区域和样品信息

黑潮-亲潮延伸体位于西北太平洋,涵盖28°N—50°N, 140°E—170°E,是全球海洋动力过程最丰富、生态系统最复杂、对全球气候变化响应最快的区域之一^[35-36]。该海域存在的两条西边界流——黑潮和亲潮,影响着西北太平洋海域的生物地球化学循环。其中,北向的黑潮从低纬度向中、高纬度输送大量的热量,而南向的亲潮从高纬度将低温、低盐的海水输送至低纬度,两条西边界流因为显著的温差形成了两个明显的锋面——北太平洋副热带锋和亚北极锋,因此伴随着复杂的海洋动力过程^[37],进而影响生物地球化学变化。例如,中尺度涡旋引起的上升流带来的深海营养盐在一定程度上促进了该海域的初级生产力^[38-39]。

本研究使用的沉积柱状样于2022年东方红3号西北太平洋综合科考航次期间使用箱式采样器取得,在船上用PVC管将沉积箱式柱状样置于4℃冷库保存,随后运回实验室以1 cm的间隔分样,并立即保存在-20℃条件下,直至样品分析。站位信息见表1。

表1 站位信息

Tab.1 Specification of the study sites

站位	经度(E)	纬度(N)	柱长/cm	水深/m
P1-31	149°59'	31°00'	34	6036.2
D5	150°06'	38°56'	27	5367.1
D7	151°59'	42°24'	38	5111.9

1.2 研究方法

1.2.1 干密度和含水率估算及测定

使用蒸馏水将环刀洗净后晾干,记录环刀和铝箔的质量,在环刀内无间隙地填满湿沉积物,记录包括环刀和铝箔在内的样品湿样质量。冷冻干燥后,记录包括环刀和铝箔在内的样品干样质量。最后通过以下公式计算每层沉积物的干密度(BD)和含水率^[40]:

$$BD = \frac{m_1 - m_0}{v_0} \quad (1)$$

$$\text{含水率} = \frac{m_2 - m_1}{m_2 - m_0} \times 100\% \quad (2)$$

式中: BD为沉积物干密度(g/cm³); m_0 为环刀和铝箔质量(g); m_1 为环刀、铝箔和干样的总质量(g); m_2 为环刀、铝箔和湿样的总质量(g); v_0 为环刀体积(cm³)。

1.2.2 总有机碳和稳定碳同位素测定

总有机碳和稳定碳同位素的测定方法均参照Xing等的研究^[41-42],包括样品预处理和仪器分析。取约1 g冻干的沉积物样品用4 mol/L盐酸酸化并用超纯水水洗,中和至pH=7.0,然后在55℃烘箱中干燥。最后,使用CHN元素分析仪(Thermo Flash 2000 Elemental Analyzer, EA)测定总有机碳和总氮含量,标准偏差分别为±0.02% (n=6)和±0.002% (n=6)。使用稳定同位素比质谱仪(Elemental Analyzer -Isotope Ratio Mass Spectrometer, EA-IRMS)测定 $\delta^{13}\text{C}$,标准偏差为±0.2‰ (n=6)。

1.2.3 海源生物标志物的萃取和测定

生物标志物的萃取和测定方法参照Xing等^[41-42]的研究。称取约3 g冻干沉积物加入约10 mL二氯甲烷:甲醇(3:1)混合溶液。待上清液澄清后加入40 μL n-C₁₉醇(15.05 mg/L)内标,振荡将其混合均匀,超声15 min后离心(2000 r/min, 2 min),共萃取4次,收集上层清液得到总的萃取有机质,并用柔和氮气吹干。继而加入约5 mL的6%氢氧化钾-甲醇溶液,碱水解12 h。用正己烷萃取,离心(2000 r/min, 2 min)4次,转移上层溶液,并用柔和的氮气吹干。然后用硅胶柱对上层溶液进行层析分离,用8 mL正己烷淋洗得到烷烃组分,用12 mL的5%甲醇-二氯甲烷溶液淋洗得到醇和烯酮组分,在该组分

中加入衍生化试剂(BSTFA)和二氯甲烷, 70 °C 加热持续反应1 h, 结束后放入干燥器中平衡至室温, 用于甾醇和烯酮的测定。

甾醇和烯酮的含量采用气相色谱(Agilent 7890N GC)进行测定, 用氢气作为载气, 流速恒定为1.3 mL/min。色谱柱采用HP-1ms(50 m×0.32 mm, 膜厚度为0.17 μm), 升温程序: 在80 °C下保持1 min, 然后以25 °C/min的速度升温至200 °C, 接着以4 °C/min的速度升温至250 °C, 然后再以1.7 °C/min的速度升温至300 °C保持12 min, 最后以5 °C/min的速度升温至320 °C保持5 min。甾醇和烯酮均由气相色谱-质谱仪(GC/MS)通过与标准化合物的质谱对比进行鉴定和验证。具体的含量则通过计算峰面积与内标峰面积之比来定量, 平均相对标准偏差低于10%。

1.2.4 有机碳储量计算

本研究计算有机碳储量(carbon stock)的公式如下^[7]:

$$\text{Carbon stock} = \text{TOC} \times \text{BD} \times \text{深度} \quad (3)$$

式中: Carbon stock为单位面积有机碳的储量(t/ha); BD为沉积箱式柱状样干密度(bulk density, g/cm³); TOC为有机碳的含量(%); 深度为分样间隔长度(本研究中均为1 cm)。

2 结果与讨论

2.1 有机碳分布和来源

P1-31沉积柱有机碳含量的范围为0.12%~0.46%, 自下而上呈现增加的趋势; D5沉积物有机碳含量为0.54%~0.94%, 变化趋势和P1-31沉积柱相似, 但相对波动较大; D7沉积物有机碳含量范围为0.31%~0.72%, 在垂直分布上分为波动区(0~15 cm)和稳定区(16~38 cm), 其中波动区自下而上呈现减小的趋势, 与其余两根沉积柱相比, 表现出相反的变化趋势(图1a)。同时, 3根沉积柱有机碳含量的平均值(P1-31为0.23%, D5为0.69%, D7为0.58%)均低于全球海洋沉积物有机碳含量的平均值(1.1%)^[43], 但混合海域和亲潮延伸体的有机碳含量高于全球深海(深度>4000 m)的有机碳含量(0.5%)^[44]。3根沉积柱的总氮含量为0.03%~0.17%(图1b), 同时

和总有机碳具有极好的正相关性($R^2=0.90$, 图2a)。3根沉积柱的C/N为3~7(图1c), 在典型的海源有机碳范围内(4~8)^[45]。而对于 $\delta^{13}\text{C}$ 参数, 3根沉积柱的 $\delta^{13}\text{C}$ 为-22.0‰~ -20.0‰(图1d), 也表现出明显的海源特征。

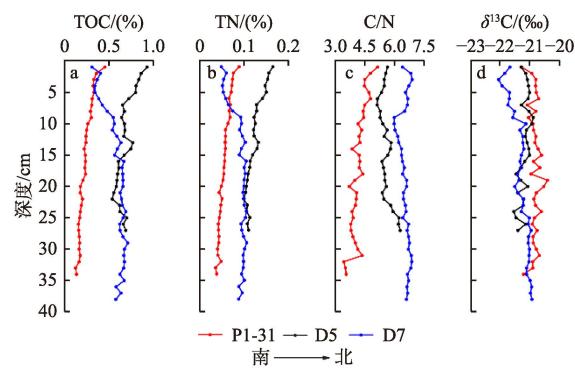


图1 箱式沉积柱的总有机碳、总氮、C/N 和 $\delta^{13}\text{C}$ 垂直分布

Fig. 1 Vertical variations of the total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), C/N and $\delta^{13}\text{C}$ in sediment cores

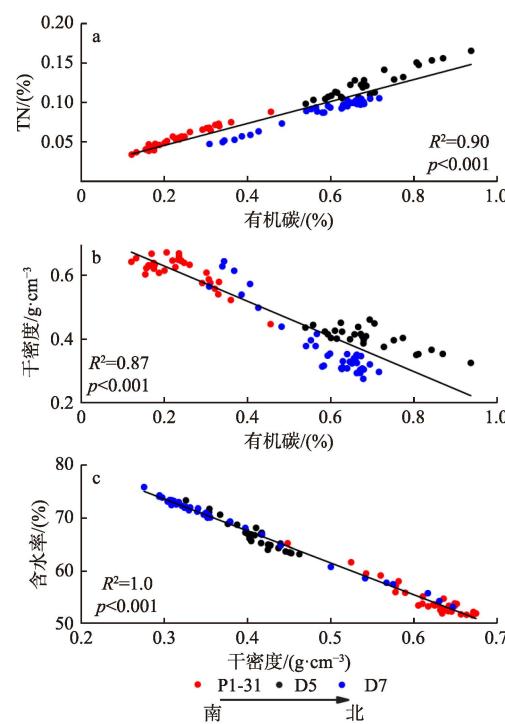


图2 不同参数之间的关系

Fig. 2 Relationship between different parameters

研究表明, 西北太平洋海域的沉积有机碳主要包括来自浮游植物碎屑的海源部分以及少部

分来自陆地沙尘和高等植被碎屑的陆源部分, 其中, 海源有机碳的占比可超过 86%, 表现出显著的海源优势^[24]。本研究中的 C/N 和 $\delta^{13}\text{C}$ 参数均再次验证了这一结论。其中, C/N 较低(3~7), 是因为浮游植物相较于陆源有机碳(植被碎屑)含氮量更多, 从而导致 C/N 较低^[46], 在一定程度上反映出浮游植物对有机碳的显著贡献。本研究中 $\delta^{13}\text{C}$ 的测定值($-22.0\text{\textperthousand} \sim -20.0\text{\textperthousand}$)与 Amo 和 Minagawa^[24] 测定的沙茨基海隆($33^{\circ}21.80'\text{N}$, $159^{\circ}07.70'\text{E}$)的数值相近($-21.1\text{\textperthousand} \sim -19.9\text{\textperthousand}$), 两者均表现出明显的海源特征, 但本研究区域中的 $\delta^{13}\text{C}$ 数值与沙茨基海隆相比偏负, 表明本研究区域的陆源有机碳的比例相对更高, 可能是因为本研究区域和沙茨基海隆区域相比距离陆地(包括中国的黄土高坡以及蒙古戈壁)更近, 可以通过西风带和冬季季风等媒介输入更多陆源物质^[47]。本研究中, $\delta^{13}\text{C}$ 随岩芯深度的变化很小, 表明该海域的有机碳来源较稳定。但是, 分别位于黑潮延伸体(P1-31)、亲潮延伸体(D7)以及混合海域(D5)的柱状样的 $\delta^{13}\text{C}$ 数值因为水文、地理条件以及营养盐供应的区别, 由南向北呈现偏负的趋势。这可能归因于更高纬度的浮游植物对二氧化碳利用率更高, 导致颗粒有机碳(主要包括浮游植物及浮游植物产生的碎屑)的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负^[48]。

以上指标之所以均表现出以海源有机碳为主的特征, 主要是因为西北太平洋海域远离陆地, 陆源有机质的输入媒介单一、输入量少。除此之外, 为了评估海洋浮游植物和陆地有机质各自的贡献, 本文使用二端元混合模型计算研究区域有机碳的海源、陆源贡献比例:

$$\delta^{13}\text{C}_S = f_M \times \delta^{13}\text{C}_M + f_T \times \delta^{13}\text{C}_T \quad (4)$$

$$1 = f_M + f_T \quad (5)$$

式中: f_M 和 f_T 分别代表海源和陆源有机质所占比例; $\delta^{13}\text{C}_S$ 为样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_M$ 和 $\delta^{13}\text{C}_T$ 分别为海源和陆源有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 端元值。中、低纬度海源有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-21.5\text{\textperthousand} \sim -17.5\text{\textperthousand}$, 陆源有机质(本文主要指 C_3 植被)的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-29.3\text{\textperthousand} \sim -25.5\text{\textperthousand}$ ^[26,45]。因而在本文中, 我们选取 $-20\text{\textperthousand} \pm 2.5\text{\textperthousand}$ 作为海源 $\delta^{13}\text{C}$ 端元值, $-27\text{\textperthousand} \pm 2.3\text{\textperthousand}$ 作为陆源 $\delta^{13}\text{C}$ 端元值。

结果显示, P1-31 沉积柱的海源有机碳贡献最高(图 3a), 可达 $88.4\% \pm 16\%$; D5 沉积柱的海源有机碳贡献次之(图 3b), 为 $83.3\% \pm 14\%$; D7 沉积柱的海源有机碳贡献最低(图 3c), 为 $81.6\% \pm 14\%$ 。整体而言, 3 个沉积柱的海源、陆源贡献相差不大, 且陆源贡献最高也仅达到 20% 左右。该海域相比其他西北太平洋远洋区域[如九州-帕劳海脊(0.21%)^[49] 和 Shartsky 隆起(0.23%)]有机碳含量更高, 主要是因为本海域尤其是在亲潮延伸体和混合海域, 高生产力带来了大量的有机质^[33]。

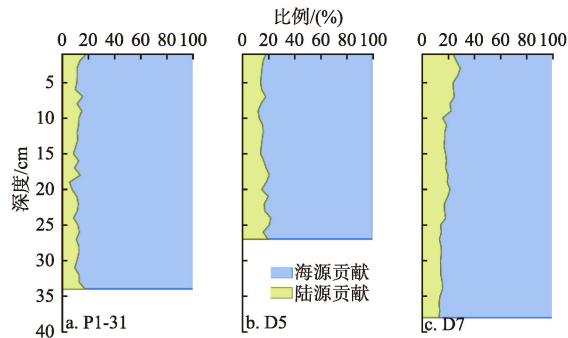


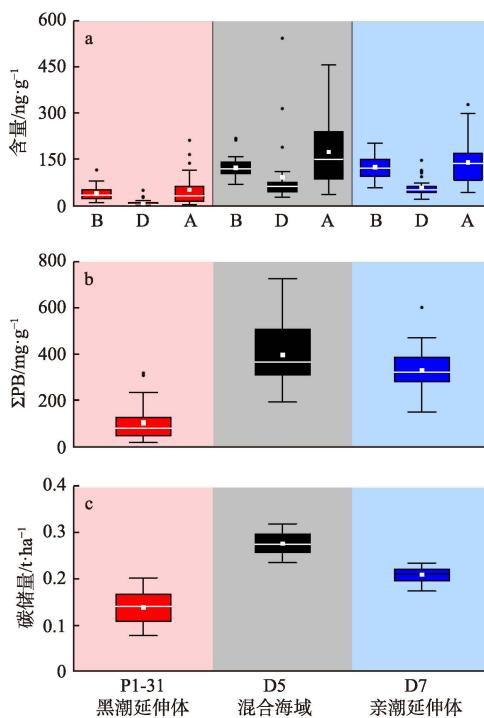
图 3 箱式沉积柱的沉积有机碳的海源、陆源贡献

Fig. 3 Proportions of terrestrial and marine OC in sediment core

2.2 黑潮-亲潮延伸体不同区域的浮游植物生产力

菜籽甾醇、甲藻甾醇和烯酮分别主要由硅藻、甲藻及颗石藻产生^[31-33], 它们的总和可称为浮游植物生物标志物, 并用来指示真光层内的浮游植物生产力。本研究采用箱式图对位于不同海域的 3 根沉积柱进行分析(图 4a)。结果显示, 3 种海源生物标志物的含量在混合区域均为最高值。总浮游植物生物标志物含量在黑潮海域的含量最低, 平均值为 103.5 ng/g , 亲潮海域和混合水域相差不大, 但混合水域(平均值为 394.6 ng/g)稍高于亲潮海域(平均值为 327.7 ng/g) (图 4b)。

在黑潮延伸体海域, 由于营养盐供应的匮乏, 3 种浮游植物生物标志物含量均较低, 且甲藻甾醇的含量最低; 在混合海域, 烯酮的含量比甾醇高, 同时也是 3 个区域中含量最高的, 这是由于产生烯酮的颗石藻更倾向于生活在有锋面



(图 4a 中 B 表示菜籽甾醇, D 表示甲藻甾醇, A 表示烯酮)

图 4 不同海域的海源生物标志物含量和碳储量箱式图

Fig. 4 Box-and-whisker plot of marine biomarkers contents and carbon stocks

特征的海域^[33];在亲潮延伸体海域,菜籽甾醇的含量最高,主要归因于产生菜籽甾醇的硅藻会在较高营养盐的情况下具有更高的生产力和竞争力。总体而言,本研究区域沉积物中的ΣPB 含量相对大小排序为混合海域>亲潮延伸体>黑潮延伸体。这主要归因于西北太平洋海域存在的两条表层洋流——黑潮和亲潮的影响,其中,起源于北赤道暖流的寡营养盐洋流——黑潮的存在导致黑潮延伸体浮游植物生产力较低^[50],缺乏大型浮游植物(>10 μm)的贡献^[18],与 Wang 等^[33]的结果吻合。而发源于白令海峡具有丰富营养盐的亲潮导致亲潮延伸体浮游植物的生物量较高,同时,丰富的铁也是此处生物量高的原因^[51]。其中,鄂霍茨克海中溶解形态的铁会通过中层水输送到北太平洋的亲潮区域^[52],千岛群岛附近海域的上升流也可以使中层水体中丰富的溶解铁和溶解无机氮涌现到表层以供浮游植物利用^[53]。因而,亲潮海域浮游植物较高的生物量取决于对溶解铁和无机氮的高效利用。而混合海域的浮游植物生产力高于亲潮延伸体,一方面是由于中

尺度涡旋等海水动力过程引起的上升流会带来深海再生营养盐促进生产力^[54];另一方面亲潮在纬向的季节变化和年际变化也会影响到混合海域(D5 沉积柱),例如,在冰期亲潮势力范围南移促进了被影响区域浮游植物的生长^[24]。

2.3 干密度、含水率和碳储量

2.3.1 千密度和含水率

P1-31 和 D5 沉积柱的干密度自下而上均呈现减小的趋势,而 D7 沉积柱整体上呈现自下而上增加的趋势(图 5a)。P1-31 沉积柱的干密度平均值为 0.62 g/cm³, D5 为 0.41 g/cm³, D7 为 0.38 g/cm³, 自北向南增加,均与相应站位的有机碳含量呈良好的负相关性($R^2=0.87$, 图 2b)。3 根沉积柱的含水率随深度的变化略有波动,范围为 51%~73%(图 5b),变化较小,大于近海含水率,与干密度呈良好的相关性(R^2 接近 1.0, 图 2c)。上述结果符合深海沉积物低干密度和高含水率的特性^[55-57]。一般情况下,细粒沉积物的蓄水能力较高^[58],同时细粒沉积物的表面也可附着更多的有机碳^[59]。但本研究中 3 个不同海域的沉积柱有机碳含量和含水率之间并不完全符合这一关系,主要是因为在深海埋藏的有机碳的矿物学参数还受到物质来源、沉积速率的影响^[60],尤其是在混合海域,实际情况比一般规律更复杂。

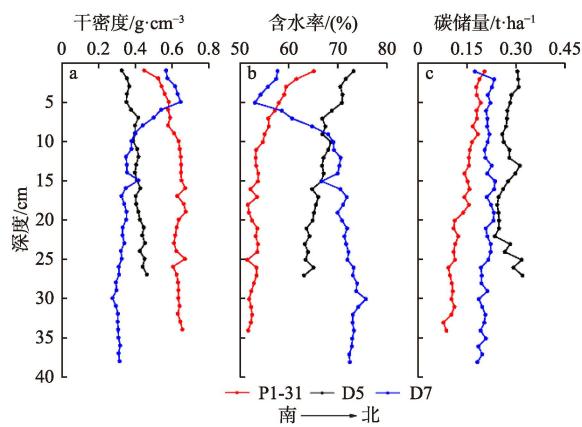


图 5 箱式沉积组合的干密度、含水率和碳储量垂直分布

Fig. 5 Vertical variations of bulk density, water content and carbon stocks in sediment cores

2.3.2 黑潮、混合海域以及亲潮有机碳储量

黑潮-亲潮混合海域的碳储量最高,平均每厘米可以达到 0.28 t/ha;亲潮延伸体的碳储量次

之, 平均每厘米可达 0.21 t/ha; 黑潮延伸体的碳储量最低, 平均每厘米为 0.14 t/ha。同时, 3 根沉积柱的有机碳储量整体上均随深度的增加而减少, 但 D5 沉积柱的底部有机碳储量波动相对较大(图 5c)。

混合海域的有机碳储量最高, 主要是因为该海域的有机碳含量较高, 即混合海域存在的中尺度涡旋引起的上升流带来了丰富的营养盐, 促进了该海域的浮游植物生产力, 由此产生了海源有机碳。而黑潮延伸体沉积柱因为位于寡营养盐海域, 有机碳储量仅达到混合海域碳储量的二分之一(图 4c)。同时研究表明, 从黑潮向北, 沉积速率呈现增加的趋势^[61], 即在相同的时间段内, 偏北的区域会沉积更多的有机碳。因此可以推断, 混合区域和亲潮延伸体区域(富营养盐区域)与黑潮延伸体区域(寡营养盐区域)相比是更好的有机碳储库, 这主要归因于浮游植物更高的生产力以及较高的输出通量和垂直运输效率^[62-64]。另外, 位于混合海域的 D5 沉积柱稍高于位于亲潮延伸体的 D7 沉积柱的碳储量, 这可能是因为 D5 沉积柱和 D7 沉积柱相比处于水动力条件更为活跃、丰富的混合海域, 在涡旋引起的上升流为海水表层带来更丰富的深海营养盐从而促进其表层生产力的同时, 下沉流也使得初级生产产生的碎屑更快地下降, 即明显增高了其有机碳通量^[65]。

根据二端元模型, 本文将有机碳储量根据来源分为陆源碳储量和海源碳储量。通过公式(6)计算海源碳储量:

$$\text{Carbon Stock}_M = f_M \times \text{Carbon Stock} \quad (6)$$

式中: f_M 代表海源有机质所占比例; Carbon Stock_M 代表海源碳储量。

结果显示, 混合海域的海源有机碳储量最高, 平均每厘米的海源碳储量可达 0.18 t/ha, 与指示浮游植物生产力的 ΣPB 变化趋势一致。

2.3.3 1 m 深度的有机碳储量

为了更好地与其他区域的有机碳储量进行比较, 将少于 1 m 的沉积柱标准化至 1 m, 本文用每厘米有机碳储量的平均值乘以 100 得到单位面积内 1 m 深度的总碳储量^[7]。3 根沉积柱每厘米有机碳储量的标准偏差均小于 4%, 数据分

布较集中, 可以很好地代表该沉积柱的有机碳储量。结果显示, P1-31 沉积柱 1 m 深度的有机碳储量为 14.0 t/ha, D5 为 28.0 t/ha, D7 为 21.0 t/ha(图 6), 远低于全球海洋沉积物有机碳储量(66.6 t/ha)^[7], 但均高于北太平洋中部($45^{\circ}12'N$, $177^{\circ}12'E$)沉积物有机碳储量(10.5 t/ha)^[44]。出现这种结果主要是因为本研究区域相比北太平洋中部有着更高的浮游植物生产力, 符合 Nishibe 等^[23]的研究结果。由此推断, 初级生产力的相对分布也在很大程度上决定了有机碳储量。同样地, Atwood 等^[7]也估算过该海域 1 m 深度的有机碳储量(表 2)。但前人研究的碳储量数据普遍高于本文的碳储量数据, 一方面是因为前人仅是通过表层 5 cm 沉积物的有机碳含量推算出 1 m 深度沉积物的碳储量, 和本研究相比缺少代表性; 另一方面前人研究中的干密度参数是根据有机碳的含量推算而来(干密度= $0.861 \times \%C^{-0.399}$), 因而和本研究实测的干密度数据相比不够准确。同时, 本研究也根据前人研究方法估算出相关碳储量(表 2), 结果显示, 估算出的碳储量数据和前人研究相比相差不大, 再次验证了本研究碳储量数据的代表性和准确性。

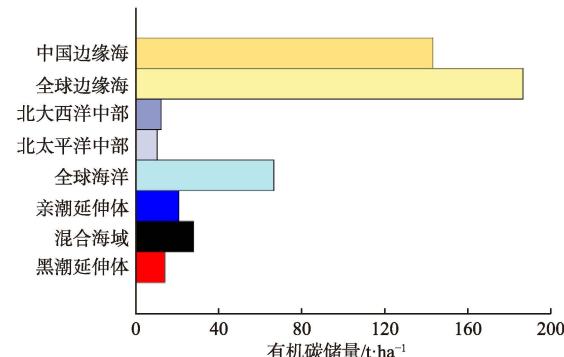


图 6 不同区域海洋沉积物 1 m 深度的有机碳储量对比

Fig. 6 Comparison of carbon stock of 1 m marine sediments in different region.

除此之外, 本区域的有机碳储量也因为其高生产力而高于北大西洋中部($44^{\circ}21'N$, $26^{\circ}32'W$)沉积物有机碳储量(12.4 t/ha)。但本研究区域的有机碳储量却远低于中国边缘海($28^{\circ}37'N$, $123^{\circ}30'E$)的有机碳储量(143.3 t/ha)以及全球边缘海有机碳储量平均值(186.7 t/ha)^[7], 主要是由于本研究区域缺乏通过河流等媒介输送的陆源

表2 不同方法的碳储量对比
Tab.2 Comparison of carbon stocks by different methods

本研究站位	经度(E)	纬度(N)	本研究碳储量/t·ha ⁻¹	根据文献估算的 本研究碳储量 ^[7] /t·ha ⁻¹		文献中站位	经度(E)	纬度(N)	碳储量 ^[7] /t·ha ⁻¹
				本研究碳储量 ^[7] /t·ha ⁻¹	文献中站位				
P1-31	149°59'	31°00'	14	35	NV_3919	153°1'	32°28'	38	
D5	150°06'	38°56'	28	55	NV_2465	153°10'	38°28'	68	
D7	151°59'	42°24'	21	62	NV_3962	150°43'	40°10'	72	

有机碳,同时水深较深,在沉降之前大量海源有机碳在微生物作用下发生降解,使得沉积物中的有机碳埋藏量较低^[66-67]。但陆架边缘海仅占全球海洋总面积的7%~10%,因而即便拥有单位面积最高的碳储量,但大洋的总有机碳储量(1844 Pg,占全球碳储总量的79%)也远远高于陆架边缘海(266 Pg)^[7]。综上所述,深海大洋海域是值得重视并优先保护的碳储区。

3 结论

(1)在西北太平洋黑潮延伸体、混合海域以及亲潮延伸体采集的沉积柱状样的有机碳含量分别为0.23%±0.08%、0.69%±0.10%和0.58%±0.10%,与海源生物标志物在3个区域的含量分布趋势一致。其中,混合海域的有机碳含量最高,主要归因于涡旋引起的上升流带来了丰富的营养盐从而促进了海洋初级生产力,也在一定程度上说明有机碳主要由海洋生产力提供。同时,二端元模型表明本研究区域的有机碳有着显著的海源优势,海源和陆源有机碳所占比例分别为84.5%±15%和15.5%±15%。

(2)黑潮延伸体、混合海域以及亲潮延伸体单位厘米深度的平均碳储量分别为0.14 t/ha、0.28 t/ha和0.21 t/ha,分布和变化趋势与海源生物标志物含量一致,表明该区域的有机碳储量主要受海洋初级生产力影响。标准化为1 m深度的碳储量为14~28 t/ha,尽管低于全球海洋沉积物有机碳储量平均值,但在深海远洋区内依旧是值得重视并保护的沉积碳储区。

参考文献:

- [1] SHAW J T, ALLEN G, PITT J, et al. A baseline of atmospheric greenhouse gases for prospective UK shale gas sites[J]. Science of the Total Environment, 2019, 684: 1-13.
- [2] XU Z S, WANG B, LI H L, et al. Elevated anthropogenic CO₂ invasion and stimulated carbonate dissolution in the South China Sea Basin[J]. Marine Chemistry, 2023, 249: 104212.
- [3] TAKAHASHI T, SUTHERLAND S C, SWEENEY C, et al. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2002, 49(9/10): 1601-1622.
- [4] FRIEDLINGSTEIN P, JONES M W, O'SULLIVAN M, et al. Global carbon budget 2021[J]. Earth System Science Data, 2022, 14(4): 1917-2005.
- [5] IPCC. The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge University Press, 2019: 755.
- [6] 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.
- [7] ATWOOD T B, WITT A, MAYORGA J, et al. Global patterns in marine sediment carbon stocks[J]. Frontiers in Marine Science, 2020, 7: 165.
- [8] KÖCHY M, HIEDERER R, FREIBAUER A. Global distribution of soil organic carbon-Part 1: Masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world[J]. Soil, 2015, 1(1): 351-365.
- [9] SMEATON C, AUSTIN W E N, DAVIES A L, et al. Scotland's forgotten carbon: A national assessment of mid-latitude fjord sedimentary carbon stocks[J]. Biogeosciences, 2017, 14(24): 5663-5674.
- [10] LEE J, KIM B, NOH J, et al. The first national scale evaluation of organic carbon stocks and sequestration rates of coastal sediments along the West Sea, South Sea, and East Sea of South Korea[J]. Science of the Total Environment, 2021, 793: 148568.
- [11] LOVELOCK C E, ATWOOD T, BALDOCK J, et al. Assessing the risk of carbon dioxide emissions from blue carbon ecosystems[J]. Frontiers in Ecology and the Environment, 2017, 15(5): 257-265.
- [12] HONDA M C, IMAI K, NOJIRI Y, et al. The biological pump in the northwestern North Pacific based on fluxes and major components of particulate matter obtained by sediment-trap experiments (1997—2000)[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2002, 49(24/25): 5595-5625.
- [13] HONDA M C. Biological pump in northwestern North

- Pacific[J]. *Journal of Oceanography*, 2003, 59(5): 671-684.
- [14] TAKAHASHI T, SUTHERLAND S C, WANNINKHOF R, et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean $p\text{CO}_2$, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(8/10): 554-577.
- [15] BURDIGE D J. Preservation of organic matter in marine sediments: Controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets?[J]. *Chemical Reviews*, 2007, 107(2): 467-485.
- [16] LAROWE D E, ARNDT S, BRADLEY J A, et al. The fate of organic carbon in marine sediments-New insights from recent data and analysis[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 204: 103146.
- [17] KURODA H, TOYA Y, WATANABE T, et al. Influence of Coastal Oyashio water on massive spring diatom blooms in the Oyashio area of the North Pacific Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2019, 175: 328-344.
- [18] WANG Y, KANG J H, SUN X W, et al. Spatial patterns of phytoplankton community and biomass along the Kuroshio Extension and adjacent waters in late spring[J]. *Marine Biology*, 2021, 168(3): 40.
- [19] QIU B. Kuroshio and Oyashio current[M]//STEELE J H. Encyclopedia of Ocean Sciences. London: Academic Press, 2001: 1413-1425.
- [20] SAKURAI Y. An overview of the Oyashio ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2007, 54(23/24/25/26): 2526-2542.
- [21] SCIENCE P. Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition Area[J]. *Journal of Oceanography*, 2003, 59(4): 389-402.
- [22] LIN G M, CHEN Y H, HUANG J, et al. Regional disparities of phytoplankton in relation to different water masses in the Northwest Pacific Ocean during the spring and summer of 2017[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2020, 39(6): 107-118.
- [23] NISHIBE Y, TAKAHASHI K, SHIOZAKI T, et al. Size-fractionated primary production in the Kuroshio Extension and adjacent regions in spring[J]. *Journal of Oceanography*, 2015, 71(1): 27-40.
- [24] AMO M, MINAGAWA M. Sedimentary record of marine and terrigenous organic matter delivery to the Shatsky Rise, western North Pacific, over the last 130 kyr[J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34(9): 1299-1312.
- [25] KAWAHATA H, OHSHIMA H. Small latitudinal shift in the Kuroshio Extension (Central Pacific) during glacial times: Evidence from pollen transport[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(14/15): 1705-1717.
- [26] BLAIR N E, ALLER R C. The fate of terrestrial organic carbon in the Marine environment[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2012, 4: 401-423.
- [27] LAMB A L, WILSON G P, LENG M J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material[J]. *Earth-Science Reviews*, 2006, 75(1/2/3/4): 29-57.
- [28] LUO M, GIESKES J, CHEN L Y, et al. Provenances, distribution, and accumulation of organic matter in the southern Mariana Trench rim and slope: Implication for carbon cycle and burial in hadal trenches[J]. *Marine Geology*, 2017, 386: 98-106.
- [29] MAEDA L, KAWAHATA H, NOHARA M. Fluctuation of biogenic and abiogenic sedimentation on the Shatsky Rise in the western North Pacific during the late Quaternary[J]. *Marine Geology*, 2002, 189(3/4): 197-214.
- [30] ZHAO M X, MERCER J L, EGLINTON G, et al. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleo-productivity for the last 160kyr off Cap Blanc, NW Africa[J]. *Organic Geochemistry*, 2006, 37(1): 72-97.
- [31] YUAN Z N, XING L, LI L, et al. Biomarker records of phytoplankton productivity and community structure changes during the last 14000 years in the mud area southwest off Cheju Island, East China Sea[J]. *Journal of Ocean University of China*, 2013, 12(4): 611-618.
- [32] WANG Z C, XIAO X T, YUAN Z N, et al. Air-sea interactive forcing on phytoplankton productivity and community structure changes in the East China Sea during the Holocene[J]. *Global and Planetary Change*, 2019, 179: 80-91.
- [33] WANG Y Y, BI R, ZHANG J, et al. Phytoplankton distributions in the Kuroshio-Oyashio region of the Northwest Pacific Ocean: Implications for marine ecology and carbon cycle[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2022, 9: 865142.
- [34] KORFF L, VON DOBENECK T, FREDERICHS T, et al. Cyclic magnetite dissolution in Pleistocene sediments of the abyssal northwest Pacific Ocean: Evidence for glacial oxygen depletion and carbon trapping[J]. *Paleoceanography*, 2016, 31(5): 600-624.
- [35] SUN W J, AN M X, LIU J, et al. Comparative analysis of four types of mesoscale eddies in the Kuroshio-Oyashio extension region[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2022, 9: 984244.
- [36] 陈朝晖, 林霄沛, 马 昕, 等. 西北太平洋黑潮延伸体观测回顾和展望[J]. 地学前缘, 2022, 29(5): 13-22.
- [37] QIU B. The Kuroshio extension system: Its large-scale variability and role in the midlatitude Ocean-Atmosphere Interaction[J]. *Journal of Oceanography*, 2002, 58(1): 57-75.
- [38] FASSBENDER A J, SABINE C L, CRONIN M F, et al. Mixed-layer carbon cycling at the Kuroshio Extension Observatory[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2017, 31(2): 272-288.
- [39] YANG P R, JING Z, SUN B R, et al. On the upper-ocean vertical eddy heat transport in the Kuroshio extension. part I: Variability and dynamics[J]. *Journal of Physical Oceanography*

- graphy, 2021, 51(1): 229-246.
- [40] 张新康, 贾国东. 沉积物埋藏深度和碳酸钙含量对南海沉积物干密度的影响[J]. 海洋地质前沿, 2022, 38(6): 25-33.
- [41] XING L, ZHANG H L, YUAN Z N, et al. Terrestrial and marine biomarker estimates of organic matter sources and distributions in surface sediments from the East China Sea shelf[J]. Continental Shelf Research, 2011, 31(10): 1106-1115.
- [42] XING L, ZHAO M X, GAO W X, et al. Multiple proxy estimates of source and spatial variation in organic matter in surface sediments from the southern Yellow Sea[J]. Organic Geochemistry, 2014, 76: 72-81.
- [43] HAYES C T, COSTA K M, ANDERSON R F, et al. Global ocean sediment composition and burial flux in the deep sea[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2021, 35(4): e2020GB006769.
- [44] SEITER K, HENSEN C, SCHRÖTER J, et al. Organic carbon content in surface sediments—Defining regional provinces[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2004, 51(12): 2001-2026.
- [45] MEYERS P A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter[J]. Chemical geology, 1994, 114(3/4): 289-302.
- [46] BORDOVSKIY O K. Sources of organic matter in marine basins[J]. Marine Geology, 1965, 3(1/2): 5-31.
- [47] HUNG C C, GONG G C, CHUNG W C, et al. Enhancement of particulate organic carbon export flux induced by atmospheric forcing in the subtropical oligotrophic northwest Pacific Ocean[J]. Marine Chemistry, 2009, 113(1/2): 19-24.
- [48] RAU G H, TAKAHASHI T, DES MARAIS D J. Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: Implications for CO_2 and productivity in past oceans[J]. Nature, 1989, 341(6242): 516-518.
- [49] ZHANG Y Y, HU L M, WU Y H, et al. Glacial-interglacial variations in organic carbon burial in the Northwest Pacific Ocean over the last 380 kyr and its environmental implications[J]. Frontiers in Earth Science, 2022, 10: 886120.
- [50] KODAMA T, NISHIMOTO A, HORII S, et al. Spatial and seasonal variations of stable isotope ratios of particulate organic carbon and nitrogen in the surface water of the Kuroshio[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2021, 126(4): e2021JC017175.
- [51] NISHIOKA J, OBATA H, HIRAWAKE T, et al. A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production[J]. Journal of Oceanography, 2021, 77(4): 561-587.
- [52] NISHIOKA J, NAKATSUKA T, WATANABE Y W, et al. Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2013, 27(3): 920-929.
- [53] NISHIOKA J, OBATA H, OGAWA H, et al. Subpolar marginal seas fuel the North Pacific through the intermediate water at the termination of the global ocean circulation[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2020, 117(23): 12665-12673.
- [54] HONDA M C, SASAI Y, SISWANTO E, et al. Impact of cyclonic eddies and typhoons on biogeochemistry in the oligotrophic ocean based on biogeochemical/physical/meteorological time-series at station KEO[J]. Progress in Earth and Planetary Science, 2018, 5(1): 42.
- [55] 魏定邦, 杨 强, 夏建新. 深海沉积物抗剪强度影响因素及其变化规律[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(8): 28-33.
- [56] 于彦江, 段隆臣, 王海峰, 等. 西太平洋深海沉积物的物理力学性质初探[J]. 矿冶工程, 2016, 36(5): 1-4, 9.
- [57] 宋连清. 大洋多金属结核矿区沉积物土工性质[J]. 海洋学报, 1999, 21(6): 47-54.
- [58] WANG J L, DU J Z, BASKARAN M, et al. Mobile mud dynamics in the East China Sea elucidated using ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^7Be , and ^{234}Th as tracers[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2016, 121(1): 224-239.
- [59] MAYER L M. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis—a comment[J]. Marine Chemistry, 1995, 49(2/3): 123-126.
- [60] 卢 博, 刘 强. 海底沉积物声学响应中的颗粒与孔隙因素[J]. 热带海洋学报, 2008, 27(3): 23-29.
- [61] AOKI K. Revised age and distribution of ca. 87ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean[J]. Quaternary International, 2008, 178(1): 100-118.
- [62] FRANCOIS R, HONJO S, KRISHFIELD R, et al. Factors controlling the flux of organic carbon to the bathypelagic zone of the ocean[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2002, 16(4): 34-1-34-20.
- [63] HONDA M C. Effective vertical transport of particulate organic carbon in the western north pacific subarctic region[J]. Frontiers in Earth Science, 2020, 8: 366.
- [64] PATRA P K, MAKSYUTOV S, ISHIZAWA M, et al. Interannual and decadal changes in the sea-air CO_2 flux from atmospheric CO_2 inverse modeling[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2005, 19(4): B4013.
- [65] 王宇宁. 黑潮延续体的颗粒有机碳输出通量[D]. 厦门: 厦门大学, 2017.
- [66] HEDGES J I, KEIL R G, BENNER R. What happens to terrestrial organic matter in the ocean?[J]. Organic Geochemistry, 1997, 27(5/6): 195-212.
- [67] ZONNEVELD K A F, VERSTEEGH G J M, KASTEN S, et al. Selective preservation of organic matter in marine environments; Processes and impact on the sedimentary record[J]. Biogeosciences, 2010, 7(2): 483-511.